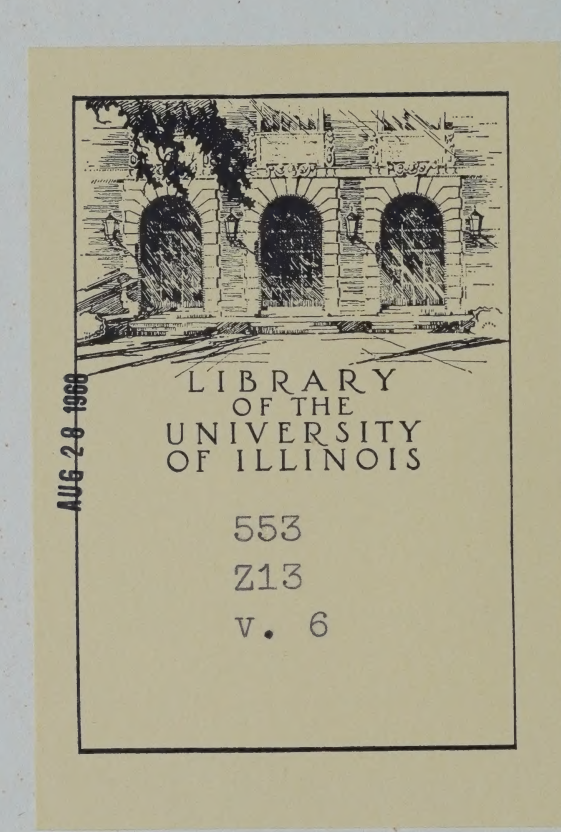
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК СССР



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

VI

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва 1962

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий том содержит статьи, написанные научными работниками Академии наук СССР и других ведомств, а также (в значительной части) геологами-производственниками на основании докладов, зачитанных ими на сессии Междуведомственной комиссии по закономерностям размещения эндогенных рудных месторождений. Эта сессия, состоявшаяся в декабре 1960 г., была первой представительной всесоюзной конференцией, специально посвященной рассмотрению вопросов геологии определенного комплекса неметаллических полезных ископаемых. В сессии участвовали представители почти ста различных организаций, которые заслушали и обсудили около пятидесяти докладов и сообщений. Основные доклады сессии были затем доработаны авторами для опубликования в настоящем сборнике.

Материалы тома, насколько это было возможно, сгруппированы по тематическому признаку. В первом разделе помещены статьи, посвященные общим вопросам — закономерностям размещения и формирования магнезиально-силикатных полезных ископаемых в целом, закономерностям размещения формаций магнезиальных пород вообще или в пределах отдельных регионов и комплексам магнезиально-силикатных полезных ископаемых крупных регионов. Разделы, посвященные отдельным полезным ископаемым, открываются статьями, рассматривающими закономерности их размещения в целом на территории СССР, а затем дополняются статьями регионального плана и сообщениями методического характера, трактующими вопросы геологического прогнозирования или картирования рудных полей. Развернувшаяся на сессии дискуссия отчасти отражена в основных материалах сборника, а отчасти подытожена в кратких редакционных вступительных статьях ко всему тому и его разделам, посвященным отдельным полезным ископаемым.

В конце тома помещена библиография, в которую включены все ссылки авторов статей. Кроме того, библиография содержит специально подобранную литературу по геологии и минералогии магнезиально-силикатных полезных ископаемых и вмещающих их комплексов магнезиальных пород за период с 1950 г., а также наиболее значительные или интересные работы более раннего периода. В библиографию не включались статьи, имею-

щие горнотехническую, экономическую или технологическую направленность, не имеющие прямого отношения к кругу геологических проблем, рассматривасмых в томе. Общее число названий в библиографии превышает 1300, из них более четырехсот — иностранных. Редколлегия приносит благодарность библиографу Геологического института АН СССР С. П. Волковой за большую работу по проверке и унификации библиографии тома.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ФОРМАЦИЙ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ПОРОД

СОСТОЯНИЕ ЗНАНИЙ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

(Редакционный обзор)

Магнезиально-силикатные полезные ископаемые — асбест, флогопит, вермикулит и тальк — образуют своеобразную группу ценного минерального сырья, практическое применение которого основано главным образом на использовании специфических физических свойств кристаллов и в меньшей степени особенностей их химического состава. Последние, правда, приобретают важное значение в некоторых ответственных видах использования этих полезных ископаемых. Помимо сходства в составе и областях применения, магнезиально-силикатные полезные ископаемые генетически объединяет приуроченность к близким геологическим комплексам, в связи с чем совместное рассмотрение закономерностей их размещения может быть полезно всем геологам, занимающимся изучением отдельных объектов этой группы. Закономерности размещения и формирования одного из видов магнезиально-силикатных полезных ископаемых могут дополнять недостающие звенья в материалах, накопленных по другому виду минерального сырья этой группы.

Наша страна стоит в первом ряду государств, располагающих крупными ресурсами магнезиально-силикатных полезных ископаемых. Однако задачи дальнейшего быстрого роста материальной базы советского общества, строящего величественное здание коммунизма, выдвигают требование расширения сырьевой базы всех магнезиальных силикатов, выявления месторождений особенно ценных их разновидностей, приближения месторождений к основным промышленным узлам СССР. Целесообразное и экономически выгодное решение этой важной задачи советской геологии возможно лишь при правильном прогнозировании поисков, основой которого являются теоретически осмысленные и систематизированные закономерности размещения полезных ископаемых.

Подобные задачи стоят перед геологами, изучающими любые виды горного сырья, однако у каждого объекта имеется своя специфика, и при выделении главнейших направлений исследований необходимо учитывать современное состояние сырьевой базы полезного ископаемого и наиболее перспективные области его использования.

СССР располагает самыми крупными в мире запасами хризотил-асбеста, но у нас весьма слабо изучены сырьевые базы амфибол-асбеста, обладающего рядом качеств, отсутствующих у волокнистого хризотила. Вместе с тем и хризотил-асбестовые месторождения СССР располагают лишь железистыми разновидностями этого минерала, тогда как в некоторых видах использования совершенно необходимы его безжелезистые разновидности.

Таким образом, в области развития сырьевых баз асбеста необходимо выявление месторождений различных его амфиболовых разновидностей, а также безжелезистых хризотил-асбестов. Кроме того, действующие и строящиеся предприятия асбестовой промышленности расположены на Урале и в Туве, тогда как при грандиозных масштабах строительства во всех уголках нашей Родины асбест необходим повсюду. В связи с этим выявление крупных промышленных месторождений хризотил-асбеста в других районах было бы важным достижением практической геологии.

В пределах СССР выявлена крупнейшая в мире Алданская флогопитоносная провинция, а в последнее время разведаны очень крупные Гулинские флогопитовые месторождения на севере Сибирской платформы. Запасы флогопита на этих месторождениях огромны. Однако эти месторождения неблагоприятно расположены по отношению к развитым промышленным районам и характеризуются преимущественно сырьем не самого лучшего качества. В частности, флогопит слюдянских и особенно памирских месторождений в связи с исключительно низкой железистостью и высокой плотностью может заменять более дефицитный мусковит, а частично и сам незаменим в некоторых ответственных областях применения. Отсюда ясна необходимость выявления более выгодно расположенных месторождений флогопита, а также обнаружения в любом месте ценных маложелезистых плотных разностей флогопита. Наконец, слюда, как известно, представляет особую ценность при максимальных размерах кристаллов, и установление приемов поисков и практическое обнаружение наиболее крупноразмерного флогопита — это перманентная и важная задача геологов слюдянщиков, в связи с чем важнейшее значение приобретает знание условий роста и локализации гигантских кристаллов флогопита.

Вермикулит, представляющий интерес как материал, вспучивающийся при обжиге и благодаря легковесности и термостойкости находящий весьма многообразное применение, известен у нас давно, но до сих пор по-настоящему не освоен промышленностью. Возможности использования его при гигантских масштабах строительства неограниченны, поэтому выявление промышленных месторождений вермикулита, тяготеющих к любому району строительства, имеет важное народнохозяйственное значение.

Использование отечественного талька в СССР началось еще в двадцатых годах, однако долгое время тальковая промышленность базировалась исключительно на низкокачественном сырье, добываемом к тому же из мелких месторождений, не позволяющих организовать современную механизированную разработку. Это привело к серьезному отставанию нашей страны в области использования талька. В настоящее время выявлены крупнейшие месторождения высококачественных тальковых руд. Однако они расположены в Восточной Сибири, далеко от средней промышленной полосы. Основная задача развития тальковой сырьевой базы — выявление крупных месторождений высококачественных тальковых руд в районах, тяготеющих к основным центрам потребления.

Таковы задачи, которые сегодня ставит перед практической геологией промышленность в области магнезиально-силикатных полезных ископаемых.

При решении большинства из этих задач в послевоенные годы как в практической, так и в теоретической области отмечены значительные достижения, которые были получены, однако, разрозненными усилиями геологов, разведывавших или исследовавших отдельные полезные ископаемые магнезиально-силикатной группы. Прогнозные работы по отдельным видам магнезиально-силикатных полезных ископаемых выполнялись в недостаточных объемах и без глубокого теоретического обоснования. Подобное положение и привело к необходимости широкой встречи гео-

логов, работающих в области изучения магнезиально-силикатных полезных ископаемых. Прошедшая в декабре 1960 г. конференция, посвященная закономерностям размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых, была важным событием в развитии исследований этой группы полезных ископаемых. Были подведены итоги и намечены пути дальнейшей работы. Основные положения, выяснившиеся в результате работы конференции, сводятся к следующему.

В существующей литературе, в том числе и в учебной, не всегда четко обрисовывается генетическая связь магнезиально-силикатных полезных ископаемых как с магматизмом, так и с комплексами вмещающих пород. В результате обсуждения современных материалов по закономерностям их размещения можно считать окончательно установленным, что все собственно магнезиальные силикатные полезные ископаемые (исключая гидратизированный биотит слюдяных сланцев и гнейсов, а также немагнезиальные виды щелочных амфибол-асбестов) тесно связаны лишь с двумя геологическими комплексами — ультраосновными и магнезиально-карбонатными (доломитовыми) формациями горных пород. Высказывавшиеся ранее и предлагающиеся сейчас отдельными геологами в трансформированном виде представления о привносе из магматического источника магния, необходимого для образования полезных ископаемых этой группы, следует считать ошибочными. Это заключение создает важнейшую основу для рассмотрения закономерностей размещения и прогнозирования магнезиально-силикатных полезных ископаемых.

В области магнезиально-силикатных полезных ископаемых гипербазитовой группы серьезным итоговым выводом следует считать установление генетической связи полезных ископаемых с определенными магматическими формациями ультраосновных пород. Перидотитовая формация — материнская для месторождений хризотил-асбеста, некоторых разновидностей амфибол-асбеста, тальковых руд. С ультраосновными породами габбро-перидотитовой формации никакие магнезиально-силикатные полезные ископаемые не связаны в сколько-нибудь крупных масштабах и эти породы представляют интерес лишь в отношении некоторых рудных полезных ископаемых (платины, хрома). С гипербазитами комплексов ультраосновных — щелочных пород ассоциируют лишь месторождения флогопита и вермикулита (а также ряд рудных месторождений). Это положение также дает надежную основу для прогнозирования в мелких масштабах — оценки перспектив целых регионов и гипербазитовых поясов.

Поскольку выяснилась особо тесная связь магнезиально-силикатных полезных ископаемых с производящими их комплексами магнезиальных горных пород, в связи с закономерностями размещения на первый план выдвинулись проблемы метаморфизма. Все полезные ископаемые этой группы по характеру процессов происхождения относятся к типу метаморфических образований и гидротермальными могут быть названы лишь постольку, поскольку их образование стимулируется горячими растворами. Выявилась определенная зависимость образования полезных ископаемых от метаморфических фаций. Так, родусит-асбест связан лишь с условиями раннего метаморфизма, хризотил-асбест и некоторые разности амфибол-асбеста связаны лишь с фацией зеленых сланцев. Тальковые месторождения возникают в условиях фации зеленых сланцев в комплексах, претерпевших метаморфизм преимущественно не выше амфиболитовой фации. Флогопитовые месторождения, так же как и антофиллит-асбестовые, приурочены лишь к гранулитовой метаморфической фации.

В связи с подобной преимущественной приуроченностью отдельных полезных ископаемых выявилась дополнительная возможность регионального прогнозирования и установления связей месторождений

с типами геотектонических структур. Так, флогопитовые месторождения магнезиально-карбонатной группы связаны лишь с архейскими щитами или архейскими ядрами более молодых складчатых систем. Тальковые месторождения магнезиально-карбонатной группы оказались приуроченными к протерозойским толщам докембрийских складчатых систем или к древним ядрам более молодых систем. Хризотил-асбестовые месторождения преимущественно связаны с синклинальными структурами, родусит-асбестовые — с наложенными слабо дислоцированными мульдами и т. д. При детальном анализе отдельных регионов обнаружились в ряде случаев местные метаморфические и структурные факторы, контролирующие размещение месторождений.

В связи с выявленной связью полезных ископаемых с отдельными метаморфическими фациями наметился ряд зависимости формирования полезных ископаемых от глубинности (снизу вверх): флогопит — антофиллит-асбест — тальк — магнезиоарфведсонит-асбест — хризотил-асбест — родусит-асбест. Минерально-парагенетический анализ позволил подойти к частным проблемам связи глубинности формирования с возникновением отдельных типов руд полезных ископаемых.

При общем метаморфическом происхождении для большинства магнезиально-силикатных полезных ископаемых установлена реакционно-метасоматическая природа. При этом выявлены типы метасоматических колонок, позволяющие различать по отдельным их членам качество компонента рудоносной зоны. Выявленное инфильтрационно-метасоматическое происхождение некоторых полезных ископаемых, например, талька и флогопита магнезиально-карбонатных комплексов, предоставляет возможность по составу всей метаморфизующейся толщи судить о важнейшем качественном показателе этих полезных ископаемых — железистости.

Одно из основных достижений в области изучения магнезиально-силикатных полезных ископаемых — выявление важной роли коры выветривания в формировании отдельных их типов. Изучение кор выветривания, развившееся в самостоятельную ветвь геологической науки в СССР, расширяется за счет новых объектов: вермикулита и гипергенных тальковых руд.

Вермикулитовое оруденение, которое издавна традиционно считалось метаморфогенным, ныне в большинстве случаев однозначно определяется как возникшее за счет поверхностной гидратизации слюд. Выявленные новые типы тальковых руд — порошковатые талькиты коры выветривания, возникшие за счет дезинтеграции первичных плотных талькитов и выщелачивания из них примесей, оказались особо ценным, очень чистым и пригодным к непосредственному использованию сырьем.

Частные, но очень важные достижения представляет выявление новых формаций и генетических типов полезных ископаемых: флогопитовых и флогопитово-вермикулитовых месторождений комплексов ультраосновных — щелочных пород, альпийского типа актинолит-асбеста в метаморфизованных основных породах, родусит-асбеста в слабо измененных пестроцветных терригенно-доломитовых формациях.

Новые, более полные генетические классификации общие для определенных видов полезных ископаемых или для отдельных регионов создают надежную основу для их прогнозирования. Такие классификации предложены для всех магнезиально-силикатных полезных ископаемых с учетом различных генетических факторов и признаков. В числе определенных достижений в области изучения магнезиально-силикатных полезных ископаемых следует особо отметить развивающееся применение геофизических методов (магнитометрии и электроразведки) в комплексной геолого-геофизической съемке рудных полей. Эти методы успешно

используются при съемке асбестоносных полей Урала и апробированы при съемке флогопитоносных полей Алдана, где с их помощью удается решать задачу поисков скрытого на глубине ослюдения.

Отмеченные достижения в области изучения закономерностей размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых создают реальные предпосылки для прогнозирования в разных масштабах. К магнезиально-силикатным полезным ископаемым относится одно из крупных прогнозных предвидений в советской геологии — предсказание Д. С. Коржинским возможности обнаружения месторождений флогопита на Алданском щите. Сейчас Алданская флогопитоносная провинция по разведанным запасам — крупнейшая в мире и перспективы ее еще далеко не ограничены. Опыт систематических прогнозных работ в области магнезиально-силикатных полезных ископаемых пока ограничивается составлением карт асбестоносности и слюдоносности СССР. В отдельных областях, например, на Урале начато составление региональных карт асбестоносности с использованием геоструктурных и фациально-метаморфических критериев локализации асбестоносности. Прогноз распространения магнезиально-силикатных полезных ископаемых должен приобрести как бóльший размах, так и более углубленный комплексный характер.

Решения прошедшей конференции по закономерностям размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых были преимущественно направлены на организацию систематической работы по геологическому прогнозированию. Конференция избрала при Комиссии по закономерностям размещения эндогенных рудных месторождений координационную группу во главе с доктором геолого-минералогических наук В. П. Петровым, состоящую из представителей заинтересованных научно-исследовательских и промышленных организаций. В задачу этой группы прежде всего входит разработка согласованных генетических классификаций полезных ископаемых, унифицированных условных обозначений для прогнозных карт и программы прогнозного картирования.

Одно из важнейших решений конференции — предложение о возобновлении работ по составлению прогнозных карт по асбесту, флогопиту, вермикулиту и тальку. При этом было признано целесообразным составление по отдельным регионам карт в масштабе 1 : 200 000 и для всей территории СССР в масштабе 1 : 1 000 000. Первоочередными объектами для составления региональных карт были признаны Урал, Казахстан, Якутия и север Сибирской платформы. Сессия выдвинула также предложение о возобновлении издания прерванной войной энциклопедической серии «Неметаллические полезные ископаемые».

Конференция наметила в качестве одного из ведущих направлений дальнейших исследований изучение минерального состава различных типов руд магнезиальных силикатов и дальнейшее выявление связи различного типа оруденения с фациями метаморфизма, геологическими структурами, глубинностью и другими факторами размещения месторождений полезных ископаемых. Изложенный в настоящем томе материал, представляющий первую сводку по всей группе магнезиально-силикатных полезных ископаемых, создает реальную отправную платформу для дальнейшего расширения и углубления исследований в области закономерностей формирования и размещения этой важной группы минерального сырья.

Редколлегия

В. П. Петров

ОСНОВНЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ВАЖНЕЙШИХ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ВИДЫ И ЗНАЧЕНИЕ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Общие замечания

Магний является одним из важнейших составляющих компонентов различных силикатов, многие из которых обладают рядом весьма ценных свойств, широко используемых промышленностью. Например, для различных магнезиальных слюд, легко раскалывающихся на тончайшие пластинки, характерны высокие электроизоляционные свойства; тончайшие нитеподобные трубчатые кристаллы асбеста используются в качестве текстильного или иного волокна; наконец, для талька наиболее важным свойством является его исключительная мягкость.

В отличие от магнезиальных соединений — руд металла магния — магнезиально-силикатные соединения являются типичными неметаллическими ископаемыми и для них чрезвычайно характерна важнейшая особенность — незаменимость другими соединениями того же элемента. Важен не химизм их, а физические особенности. Так, хризотил-асбест в некоторых изделиях может быть заменен стекловолокном, часто не содержащим магния совершенно.

Причиной выделения группы «магнезиально-силикатных полезных ископаемых» является генетическая связь их между собой.

Экономическое значение магнезиальных силикатов

Несмотря на широкое распространение в природе магния, месторождения магнезиальных силикатов в ряде случаев редки или даже весьма редки, хотя иногда они имеют относительно крупные масштабы. Это обусловливает дальние их перевозки. Очень велика мировая торговля магнезиальными силикатами.

Ниже в табл. 1 перечислены важнейшие магнезиально-силикатные минералы и приведены некоторые данные по их мировой добыче и отдельно по некоторым капиталистическим странам — важнейшим производителям этих минералов. Для сравнения приводится добыча металлического магния. К сожалению, у нас нет данных об общей суммарной стоимости всех ежегодно добываемых магнезиальных силикатов. Эту стоимость можно учесть лишь очень приблизительно, поскольку цена отдельных

Таблица 1

Мировая добыча за 1959 год (в *т*) магнезиально-силикатных полезных ископаемых (по Minerals Yearbook, 1960)

Полезное ископаемое	Мировая добыча в 1959 г.	В том числе	
		страна	добыча
Асбест	2 059 000	Канада	912 739
		Южная Африка	301 657
Магнезит	5 578 000	Австрия	1 200 864
		США	539 036
		Югославия	244 755
Флогопит	—	Мадагаскар	0, 713
Тальк	2 180 000	США	718 072
		Франция	146 970
		Япония	566 087
		Италия	105 767
Вермикулит	235 575	Южная Африка	47 524
		США	187 357
Морская пенка	6,5	Турция	3,3
Магний (металл)	94 600	США	28 146

их разновидностей колеблется в очень широких пределах. Видимо, она немного уступает стоимости годовой добычи свинца.

Некоторые цифры в табл. 1 весьма характерны. Так, по подсчетам американских экономистов, в Канаде в 1959 г. добыча асбеста составляла более половины всей мировой добычи, тогда как второй по величине производитель асбеста в капиталистическом мире — Южная Африка давала только 15% всей добычи. Подобная же картина имеется и для других полезных ископаемых. Например, США добывают более трети всего талька, используемого мировой промышленностью и более половины вермикулита. При этом вся эта продукция идет из очень немногих месторождений.

Обратимся к рассмотрению отдельных разновидностей того или иного вида полезных ископаемых. Так, например, та же Канада добывает исключительно хризотиловый асбест, что же касается Южной Африки, то здесь очень большую роль играют и другие виды асбеста, а именно: из общей добычи асбеста в Южно-Африканском Союзе (157 296 коротких тонн.— *к. т.*) хризотиласбест в 1957 г. составлял только 25 646 *к. т.* (16,3%). Главная часть добычи приходилась на синий асбест [крокидолит — 74 852 *к. т.* (47,6%) и амозит — 56 798 *к. т.* (36,1%)], причем для синего асбеста это более 90% всей мировой добычи, а амозит нигде, кроме Южно-Африканского союза, не добывается. Подобным же образом почти всю мировую добычу поделочной морской пенки (из 4816 *кг* в Турции добыто 4769) давала в 1957 г. Турция, несмотря на открытие значительно более крупных месторождений ее в Африке (у подножья горы Килиманджаро), где добыча началась в 1958 г.

Следует отметить еще одну особенность, свойственную большинству неметаллических ископаемых и весьма резко проявляющуюся в экономике магнезиально-силикатных полезных ископаемых. Это исключительное значение качества полезного ископаемого, и в связи с этим резкое различие стоимости низкокачественных и высококачественных разностей и их дефицитности. Например, стоимость слюды возрастает вместе с увеличением размеров ее кристаллов почти в геометрической прогрессии.

Для ряда полезных ископаемых в оценке их стоимости большую роль играет относительное содержание железа. Так, железистые тальки в несколько раз дешевле маложелезистых. Магнезит оценивается по содержанию в нем кремнеземистых примесей: малокремнеземистые магнезиты в несколько раз дороже высококремнеземистых и т. д. В ряде случаев наличие особенно качественного сырья определяет возможность эксплуатации того или иного месторождения.

В свете задачи, указанной в названии настоящей статьи, сказанное может быть суммировано следующим образом. Помимо установления общих закономерностей размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых, необходимо рассмотреть закономерности размещения важнейших промышленных разностей каждого вида полезного ископаемого.

Магнезиально-силикатные полезные ископаемые в промышленности СССР

Из всего комплекса магнезиально-силикатных полезных ископаемых в царской России добывались только небольшое количество асбеста на крупнейшем Баженовском месторождении. После революции, в годы, предшествовавшие пятилеткам, и в первые пятилетки пришлось создавать заново всю промышленность этих видов сырья. Тогда на базе небольших Миасских тальковых месторождений была организована талькомольная фабрика. Позднее, но в тот же период, было создано подобное же Юго-Осетинское предприятие и начата выпилка шабровских тальково-магнезитовых камней, использовавшихся как естественный огнеупор. Примерно к этому же периоду (конец двадцатых годов) относится первая добыча флогопита на Слюдянке, а также открытие вермикулитовых месторождений в районе Булдымского озера.

Характерно, что в те годы почти отсутствовало собственное использование вермикулитового сырья; весь добываемый продукт шел на экспорт в США.

В тридцатые годы была проведена перестройка асбестовой промышленности и несколько улучшена технология эксплуатации шабровского талькового камня. Вступил в строй Онотский рудник, дававший очень небольшие количества маложелезистого талька.

Все основные направления довоенной магнезиально-силикатной промышленности сохранились и до сих пор. Конечно, основные предприятия и рудники значительно реконструированы. Коренной реконструкции в послевоенные годы подверглась асбестовая промышленность. Баженовские предприятия после этой реконструкции стали мощнейшими и наиболее современными предприятиями мира. Асбестовая промышленность получила также новые огромные сырьевые ресурсы опять-таки на Урале, где вводятся в строй предприятия Джетыгаринского и Киембаевского рудных узлов. Флогопитовая промышленность Слюдянки после войны продолжала расти, но параллельно возникли рудники на крупнейших вновь открытых месторождениях Алданского флогопитоносного района. Сейчас эти рудники значительно крупнее слюдянских. В тальковой промышленности, помимо большого количественного роста, отмечаются и качественные изменения. Шабровская фабрика стала вполне современным предприятием, выпускающим пока наилучший в стране флотированный тальк. Началась эксплуатация уральского вермикулита для собственных нужд. Вступили в строй вермикулитовые рудники и на вновь открытых месторождениях Кольского полуострова.

Огромный послевоенный рост промышленности магнезиально-силикатных полезных ископаемых поистине изумителен по своим темпам, но тем не менее при еще более быстром общем росте советской индустрии приходится констатировать известное отставание подготовки сырьевой базы этих полезных ископаемых и в особенности отставание масштабов использования природных ресурсов от потребностей промышленности. В известной мере такое положение создалось в результате отсутствия должного внимания к полезным ископаемым этой группы в целом и некоторой «потери перспективы». Отставание это сказывается в основном в следующем:

а) географически неудачное расположение центров промышленности, которые зачастую располагаются в отдаленных местах, что вызывает подчас неоправданные перевозки;

б) отсутствие в промышленном использовании многих весьма ценных разновидностей магнезиально-силикатного сырья (например, маложелезистых асбеста и талька, тремолита, сепиолита, форстерита и пр.), что лишает промышленность возможности получать ряд очень важных новых продуктов.

При огромных потребностях Союза и трудностях перевозок безусловно целесообразно обеспечить собственным сырьем (хотя бы и невысокого качества) все основные экономические районы страны. Далее обратимся в качестве примера к асбестовой промышленности. Выше было показано, что мощность ее велика. Весьма существенны и перспективы ее расширения за счет предприятий, строящихся на новых месторождениях. Сейчас по количественным показателям асбестовая продукция СССР только немного уступает канадской, но есть вполне реальные основания предполагать, что она выйдет в ближайшие годы на первое место в мире и Советский Союз станет основным производителем асбеста. Однако и в асбестовой промышленности отмечаются существенные недостатки. Прежде всего следует отметить ее односторонность: в Советском Союзе выпускается и подготавливается к выпуску только хризотил-асбест, причем примерно с одинаковым содержанием окислов железа (3—3,5%). Выпуск роговообманкового асбеста совершенно незначителен. Сортность его невысокая и фактически он используется как наполнитель только для очень немногих видов неответственных изделий химической промышленности. У нас нет асбестового сырья для промышленного использования в ответственных химически стойких изделиях, где необходимы крокидолитовые, тремолитовые или другие амфиболовые асбесты. Нет сырья для высокопрочных асбопластиков большого наполнения, где нужны опять-таки специальные роговообманковые асбесты. Наконец, нам не хватает даже и некоторых видов хризотил-асбеста. Так, изоляционные асбопластики, изготовленные на основе баженовского асбеста, содержащего много железа, пригодны только для низковольтной изоляции; необходим хризотил-асбест с содержанием железа до десятых или сотых долей процента.

Отсутствие подходящего сырья ведет к ряду других «неприятных» последствий. Промышленность «привыкает» к дефициту, часто совсем неоправданному объективными причинами, заменяет хорошее и удобное сырье другим, иногда менее удобным и подходящим, но имеющим уже готовую базу и «привычным» для наших планирующих органов. В результате этого исчезают требования на новые виды сырья, и у геологов пропадает стимул новых поисковых работ и перспективной разведки. В известной мере здесь сказывается отсутствие лабораторий, задачей которых должны быть перспективные работы и внедрение в промышленность вновь открываемых видов сырья. Получается весьма неприятный «заколдованный круг» — геологическая служба не выявляет новых видов сырьевых

ресурсов потому, что нет требований промышленности на новое сырье, а промышленность не ставит этих требований, поскольку она не может получить его на существующих предприятиях.

Необходимо разорвать этот порочный круг и показать имеющиеся перспективы нахождения и возможности поисков того или иного сырья, а также пути, по которым возможно получение дефицитного сырья в новых районах.

ГЕОХИМИЯ МАГНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СИЛИКАТОВ

Общие положения

Магний принадлежит к числу самых распространенных элементов земной коры. Кларк магния, по А. П. Виноградову, 2,10%, причем имеющиеся данные позволяют думать, что в глубинных зонах земной коры кларк магния резко увеличивается. В табл. 2 приведены кларки десяти самых распространенных элементов для мантии и земной коры в целом (по А. Е. Ферсману). Кроме того, даны кларки тех же элементов для магматических и для осадочных горных пород.

Таблица 2

Содержание самых распространенных элементов в земной коре

Элемент	Весовой кларк земной коры	Кларк мантии (перидотитовой зоны)	Кларк магматических пород	Кларк осадочных пород
Кислород	49,13	42,05	46,59	49,95
Кремний	26,00	23,00	27,72	27,55
Алюминий	7,45	3,26	8,13	6,93
Железо	4,20	13,50	5,01	3,90
Кальций	3,25	5,20	3,70	3,82
Натрий	2,40	0,50	2,85	0,82
Магний	2,35	10,91	2,09	1,52
Калий	2,35	0,22	2,60	2,33
Водород	1,00	0,04	0,04	0,48
Титан	0,61	?	0,63	0,34

Распределение магния между земной корой и мантией объясняется сейчас в свете физико-химических экспериментов, показавших более раннее выпадение магния из расплава вместе с железом в форме железо-магнезиальных минералов. Как результат этого постулируется возможность гравитационного отделения железо-магнезиальных минералов от остаточного «расплава», производным которого все чаще считают гранитные породы. Весьма характерно, что кларк магния для осадочных пород несколько ниже кларка магматических. Причина этого пока еще не ясна; некоторые же возможные предположения будут сделаны далее при обсуждении поведения магния в процессе осадкообразования.

На земной поверхности магний весьма активен и входит в состав очень большого числа минералов. Его присутствие констатировано более чем в тысяче отдельных минералов, однако в большей их части магний входит в виде незначительной изоморфной примеси или в качестве адсорбированного элемента. Число собственно магнезиальных минералов вряд

ли превышает две сотни минеральных видов. Неточность этой цифры обусловливается неопределенностью понятия «минеральный вид» и неясностью роли магния в ряде минералов. Среди собственно магнезиальных минералов встречается значительное число хлоридов и фторидов магния, сернокислых солей, а также окислов и гидроокислов. Описаны многочисленные карбонаты и гидрокарбонаты. Наконец, существует относительно много разнообразных силикатов, среди которых минералы группы оливина, пироксена, амфибола и слюд играют первостепенное значение в качестве породообразующих минералов и пользуются исключительно широким распространением.

Магний в магматических породах

Способность силикатов магния выделяться первыми из расплава в процессе его остывания послужила для Боуэна и для ряда зарубежных петрографов, развивавших его идеи, основанием для создания общей теории эволюции магмы в земной коре и отправным пунктом для расшифровки конкретных случаев разнообразия горных пород. Эта особенность лежит в основе многих теорий дифференциации магмы. Выделение из расплава первым малокремнеземистого минерала — оливина, ведет, по мнению Боуэна, к очень важным геохимическим результатам. Этот минерал может осаждаться на дно магматической камеры, где его накопление ведет к образованию оливинитовых и перидотитовых пород, причем остаточная жидкость значительно обогащается кремниевой кислотой, щелочами и кальцием.

К подобным же результатам может приводить и выпадение из расплава следующего кристаллизующегося минерала — пироксена. Его накопление в осадке ведет к образованию пироксенитов.

При всей стойкости гипотезы фракционной кристаллизации Боуэна она не может быть принята как универсальная. С ней, во-первых, не могут быть согласованы факты очень широкого развития в земной коре гранитов и относительная редкость ультраосновных пород, а, во-вторых, выявлена физико-химическая невозможность получить в результате фракционной кристаллизации за счет магматических расплавов, бедных кремнекислотой, расплавы, содержащие такой избыток кремнекислоты, чтобы из него мог кристаллизоваться свободный кварц. Фракционная кристаллизация может привести лишь к образованию диоритовых и габбровых пород. Исходя из этого, нет оснований возражать против предположений об образовании зональных габбровых интрузивов за счет фракционирования выделяющихся кристаллов, но для общей теории образования гранитов необходимо допустить какой-то иной способ обогащения магмы кремнекислотой.

Независимо от того, какое значение придавать процессу гравитационного разделения выделяющихся кристаллов или отжиму остаточного расплава («фильтрпрессингу»), факт выпадения магнезиальных силикатов из магматических расплавов первыми играет, несомненно, первостепенную роль в геохимии магния и может привести к образованию ультраосновных пород, являющихся, видимо, наиболее концентрированными первичными магнезиальными породами. Относительное содержание магния в этих породах весьма велико. Кристаллизация пироксена также ведет к накоплению магния, однако относительное содержание магния в пироксеновых породах в общем меньше, чем в оливиновых. Если проследить путь кристаллизации магмы до низких температур, то видно все большее снижение содержания магнезии в продуктах кристаллизации. Параллельно идет увеличение содержания кремнекислоты, глинозема и щелочей.

Грубо говоря, магний и кремний являются в известной мере антагонистами: чем богаче порода кремнекислотой, тем меньше содержится в ней магния. В этой связи весьма показательно резкое снижение роли магния в гранитном пегматитовом процессе. Снижение это заметно даже по сравнению с обычными гранитами. Кларк магния для гранитных пегматитов весьма низок и, по А. Е. Ферсману, равен 0,09%. Связано это, видимо, опять-таки с кристаллизацией магнезиальных минералов в первые фазы отвердения магматического расплава и вполне согласуется с представлением о «пегматитовой магме» как о последнем остаточном расплаве.

Весьма характерной особенностью поведения магния в магматическом процессе является его выделение вместе с двухвалентным железом и другими элементами группы железа. Это связано с химической природой магния и его положением в периодической системе Менделеева.

В магматическом процессе первыми обычно кристаллизуются двойные окислы шпинелевого типа, куда двухвалентное железо входит вместе с трехвалентным железом (магнетит) или хромом, если таковой присутствует в расплаве (хромит). Уже в этой фазе кристаллизации магний в той или иной мере сопровождает двухвалентное железо (например, магнезиоферрит и минералы, промежуточные между ним и магнетитом, а также хромпикотит и другие хромшпинелиды). В следующем этапе кристаллизации, выделении магнезиальных силикатов, в эти последние входит в качестве изоморфной примеси большое количество железа. Все оливиновые минералы, пироксены и слюда магматических горных пород всегда содержат то или иное количество двухвалентного, а пироксены и слюда — трехвалентного железа.

Количество железа в магнезиальных силикатах весьма неопределенно. В общем можно говорить, что чем кислее порода, в которой кристаллизовался железо-магнезиальный силикат, тем более богат железом выделившийся минерал. Так, в дунитах оливиновый минерал представлен существенно магнезиальными разностями — собственно оливином (Урал) или гортонолитом (Южная Африка), тогда как тот же минерал, изредка кристаллизующийся в пегматитах, является почти чистым фаялитом— железистым членом ряда. То же в общем отмечается и для других минералов. Например, в карбонатитах встречается маложелезистая слюда — флогопит, а в гранитах сильножелезистая — биотит и т. д. Следует указать, что из этого «правила» имеется очень большое число исключений, снижающих его геохимическую значимость. В качестве примера таких исключений укажем на то, что наиболее железистая слюда, лепидомелан, встречается в щелочных породах. Другим примером может служить то, что уральские дуниты и пироксениты, содержащие собственно оливин, в общем не более основны, чем их южноафриканские аналоги, содержащие значительно более железистый (оливиновый) минерал, гортонолит. Часто не очень велика железистость оливина некоторых норитовых и базальтовых пород, хотя они значительно более кислые, чем дунит-пироксенитовые породы и пр. Видимо, во всех этих случаях сказывается, кроме их общей кислотности, и специфика количественных отношений двухвалентного железа к магнию в исходной магме. Это, возможно, представляет геохимическую особенность того или иного региона. Такой же геохимической особенностью района является, видимо, и присутствие в виде изоморфной примеси в железо-магнезиальных минералах никеля и других акцессорных элементов, хотя общая приуроченность этих элементов (например, никеля, кобальта) к ультраосновным магматическим породам выражена исключительно резко.

Геохимической особенностью магния (выделение важнейших магнезиальных силикатов в первые стадии кристаллизации) объясняется англий-

скими и американскими авторами и приуроченность ультраосновных пород к определенным тектоническим условиям.

Как известно, с первым этапом формирования крупных геосинклиналей связываются массовые, видимо, подводные излияния базальтовых и спилитово-кератофировых лав с умеренным общим содержанием магния. Считается, что спилиты являются вторичными породами, возникшими в результате взаимодействия первичной базальтовой лавы с морской водой, при этом магний интенсивно выносился из материнской для спилита базальтовой лавы. Второй этап развития магматизма геосинклинали — внедрение ультраосновных интрузий в толщу новообразованных осадков и сопровождающих их вулканогенных пород первого этапа. Здесь, как и в последующих стадиях, практически весь магний, содержавшийся в магме, остается в возникающих при ее застывании магматических породах. Третий этап развития магматизма геосинклинали — внедрение гранитных образований и, наконец, четвертый — массовые излияния субаэральных (наземных) базальтов и другие поверхностные вулканические явления. Геохимическое объяснение такого распределения магматических пород, с точки зрения Боуэна и его последователей, сводится к представлениям об излиянии в первую фазу в геосинклинальную область первичной недифференцированной базальтовой магмы; во вторую — внедряются первые ультраосновные дифференциаты, а затем остаточная жидкость — граниты, и, наконец, снова первичная недифференцированная магма. При всей стройности этой схемы она не лишена недостатков. Самый главный из них заключается в том, что выявившаяся последовательность может быть объяснена и иначе, в частности, разной глубиной заложения магматического бассейна и другими факторами.

Количество магния, выносимого в толщу земной коры в процессе развития магматизма в геосинклиналях, пока неизвестно. Хотя второй этап внедрения ультраосновных пород и дает породы с максимальной концентрацией магния, но общее их количество настолько меньше, по сравнению с количеством базальтовых пород, изливающихся в первый и четвертый этапы, что, несмотря на меньшую концентрацию магния в базальтах (5—8%), общее количество магния здесь, видимо, много больше.

Поведение магния в процессах выветривания

Поведение магния в процессах выветривания исключительно интересно и пока еще не вполне ясно. Видимо, самой важной геохимической особенностью процессов выветривания является выщелачивание магния из горной породы в раствор и происходящее при этом отделение магния от железа и других близких к нему элементов, а также от кремневой кислоты. Железо и кремний вместе с рядом других близких элементов остаются в остаточной коре выветривания в виде водных силикатов или даже водных окислов.

Рассмотрим процесс выветривания на дневной поверхности какой-либо магнийсодержащей породы. К сожалению, мы не можем здесь сослаться на пример какой-либо современной почвы. Деятельность человека и очень небольшая мощность современной почвы сильно маскируют геохимические процессы. Значительно более четко они выявляются в древних корах выветривания. Наиболее изучены среди последних коры выветривания, образовавшиеся в мезозойское время. Правда, эти коры сейчас «мертвы», и мы можем делать только более или менее правдоподобные предположения о составе почвенных растворов, циркулировавших

по толще «коры». Кроме того, во время последующей геологической истории эти коры подверглись размыву, и на них наложились более поздние процессы выветривания, естественно, несколько искажающие общую картину мезозойских процессов. Тем не менее благодаря исключительно большой мощности коры (около 40—50 *м* на ультраосновных породах и порядка 100—200 *м* на гранитах) общая тенденция минералообразования в процессе этого выветривания может быть восстановлена с большой четкостью.

Особенно внимательно изучением процесса выветривания ультраосновных пород занимался И. И. Гинзбург и его сотрудники, установившие следующий общий разрез коры выветривания.

1. Самым нижним горизонтом коры выветривания ультраосновных пород является, видимо, зона их серпентинизации. Мощность ее может быть весьма велика. Пока нет полной уверенности в том, что серпентинизация действительно является гипергенным процессом. Все изученные уральские массивы ультраосновных пород в той или иной мере серпентинизированы в результате автометаморфизма. Отличить гипергенную серпентинизацию, если она существует, от автометаморфической пока крайне трудно.

2. Зона дезинтегрированных серпентинитов.

3. Зона выщелоченных серпентинитов. Наиболее характерным процессом этой зоны, как показала И. А. Рукавишникова, является переход серпентинита в β-керолит; при этом освобождается большое количество магния или кремния (видимо, в зависимости от первоначального состава породы, хотя, возможно, это связано, как предполагает И. И. Гинзбург, с климатическими особенностями эпохи выветривания). Выделившийся в этом процессе магний не может быть целиком вынесен из выветривающейся толщи и выпадает в форме магнезита («халиловский» тип магнезитовых месторождений) или в форме различных гидрокарбонатов магния (гидромагнезиты, артиниты и пр.). Местами в этой зоне отмечается кристаллизация и различных силикатов магния, в первую очередь керолита. Особенно крупные керолитовые жилки такого рода были описаны В. П. Еремеевым из Актовракского месторождения асбеста.

Как и в предыдущих зонах, выщелачивание магния не сопровождается выщелачиванием железа. Характерно, что в этой зоне может иметь место своеобразная концентрация магния, поскольку магнезит и гидромагнезиальные минералы в этой зоне могут кристаллизоваться не только из растворов, непосредственно выщелачивающих магний из силикатов этой зоны, но и из более кислых растворов, просачивающихся сверху. Осаждение магнезиальных карбонатных минералов связано с бо́льшей щелочностью растворов в этой зоне.

4. Зона нонтронита. Зона эта крайне характерна; керолит в ней неустойчив и переходит в глинистые минералы монтмориллонитовой группы. Однако поскольку глинозема в материнских породах не было или было очень мало, то в тетраэдрические постройки монтмориллонита вместо алюминия входит железо. Магний из зоны нонтронита выщелачивается почти нацело. Он остается тут лишь как адсорбированный элемент, элемент обменного комплекса; количество его здесь редко выше 1—2%. Весьма интересно поведение в этой зоне никеля. Он здесь концентрируется, входя в состав самого нонтронита и образуя ряд специфических никелевых силикатов (гарниерит, ревдинскит, коротковит и т. д.). При этом, как и в случае магния, в этой зоне концентрируется не только тот никель, который содержался в материнских для нее серпентинитах, но и никель, выносившийся из расположенных выше зон. Общее содержание

никеля достигает здесь иногда нескольких процентов. Особенно много никеля концентрируется здесь в тех случаях, когда примесь глинозема делает возможным образование никелевых хлоритов и гидрохлоритов.

5. Зона охристых железных руд. На последних стадиях формирования коры выветривания в самых верхних ее горизонтах выщелачивается не только магний, но и весь кремний. Нонтронит здесь оказывается неустойчивым и разлагается, в остаточной же коре выветривания остаются только различные гидроокислы и в первую очередь гидроокислы железа — различные охры, ценность которых как железных руд увеличивается, во-первых, в результате отсутствия в них сернистых и фосфорных соединений, полностью удаленных в процессе выветривания, во-вторых, в результате присутствия среди них остаточных хромшпинелидов и минералов никеля и кобальта. Последние остатки магния, еще удерживавшиеся нонтронитом, из зоны охры уходят в раствор и окончательно отделяются от кремния, железа и других окислов.

Выветривание габбро, базальта, а также остальных горных пород, содержащих не только магнезиальные силикаты, но и алюмосиликаты, носит несколько иной характер и приводит в конечном итоге к образованию каолиновой коры выветривания. Характерно при этом, что изменение каждого минерала идет по особой своей индивидуальной схеме, и мы можем различить в той или иной выветрелой породе отчетливые псевдоморфозы по всем важнейшим минералам.

Микроскопические наблюдения над выветриванием габбро (лабрадорита) Волыни показали, что за счет плагиоклазов идет образование сначала гидрослюд, а потом каолинита, тогда как за счет редких в породе пироксенов, сначала образовывались монтмориллонитоподобные продукты, позднее перешедшие в каолинит.

Характерно, что при этом в межпакетных промежутках каолинитовых чешуек, образованных за счет монт-мориллонита, выделяются мельчайшие кристаллики и примазки железо-окисных минералов (гидрогематита, бурого железняка), содержащие значительное количество железа первоначальной породы.

При выветривании гранита за счет биотита первоначально образуется гидробиотит, позднее переходящий в зеленые хлоритоподобные образования, видимо, близкие к вермикулиту. Позднее они также переходят в каолинит, спайные плоскости которого располагаются параллельно спайностям первоначальной слюды. Железо, содержавшееся в биотите, при этом почти не выносится, а выделяется в виде мелких гидрогематитовых (?) зерен и иголок, образующих сагенитоподобную сетку в межпакетных участках каолинитового кристаллика. К сожалению, и в этом случае мы располагаем только микроскопическими наблюдениями, не дающими исчерпывающей характеристики природы промежуточных продуктов. Более детально изучить все переходы между биотитом и вермикулитом а также и сам вермикулит удалось П. П. Токмакову.

Рассматривая приведенные описания с точки зрения геохимии магния, можно видеть, что при мезозойском выветривании полевошпатовых пород наблюдается тот же процесс выноса магния в раствор, что и при выветривании ультрабазитов, с фиксацией в коре выветривания кремнезема, глинозема и окислов железа. При выветривании биотита процесс идет в два этапа. Сначала из биотита выносятся все межпакетные щелочи, а затем уже разрушается и сам слюдяной пакет: из него выносится магний и трехслойная слюдяная постройка заменяется двухслойной каолиновой.

Имеющиеся у нас данные по более молодому (верхнетретичному — нижнечетвертичному) красноцветному выветриванию (например, выветривание калибазальтов в окрестностях Чаквы и Цихисдзири, близ Батуми

на Черноморском побережье) показывают, что в отношении поведения магния и железа это выветривание не отличается от юрского. В составе изученных образцов свежих калибазальтов были констатированы кристаллы-вкрапленники плагиоклаза и диопсид-авгита, а также стекловатая промежуточная масса весьма основного (магнезиального) состава. В процессе выветривания за счет плагиоклазов образуется в конечном итоге каолинит, видимо, с галлуазитом в качестве промежуточного продукта, а за счет пироксена — монтмориллонитоподобный продукт, названный в свое время С. В. Левченко леверьеритом. Подобный же материал замещает стекло. Дальнейшее выветривание приводит к образованию каолинита и окислов железа за счет стекла и окисно-железного (бурожелезнякового) агрегата за счет пироксена. В обоих этих случаях, в особенности в псевдоморфозах по пироксену возникает очень большая пористость.

Здесь мы наблюдаем проявление того же процесса — выноса магния в раствор и отделение его от железа, кремния и других элементов, остающихся в остаточной коре выветривания.

Общность всех описанных случаев позволяет нам рассматривать в качестве основного направления поведения магния в процессе выветривания переход его в растворы. При этом магний вместе с кальцием и щелочами отделяется от окислов железа, кремнезема и глинозема, остающихся в остаточной коре выветривания и мигрирующих далее в осадочные породы уже главным образом в форме механических взвесей. Этот важнейший геохимический процесс ведет к выделению магния из его силикатных соединений и позволяет формироваться в дальнейшем собственно магнезиальным минералам.

Поведение магния в процессе осадкообразования

Роль геохимии магния в осадочном процессе только немного прояснилась в последние годы в результате замечательных работ Н. М. Страхова, однако остается еще очень много нерешенных вопросов, в частности, невыяснена причина преимущественного распространения доломитов среди карбонатных пород палеозоя и бедность ими мезозойских и кайнозойских отложений — важнейшая особенность распространения магния в стратиграфическом разрезе.

Весь магний, растворенный в процессе выветривания, концентрируется в воде океана и континентальных водоемов, из которой временами выпадает в осадок. Можно отметить два этапа выпадения магния: во-первых, ранний этап, где магний выпадает в форме карбонатов, из весьма разбавленных растворов и, во-вторых, поздний этап, где соли магния выпадают на последнем этапе выпаривания водных рассолов из очень концентрированных растворов. Несомненно, характерна малая роль магния в биохимических процессах. Он вместе с кальцием входит в состав золы некоторых морских растений и скелетов организмов, где количество $MgCO_3$, даже у заметно «магнезиальных» организмов достигает 3—7%. Наибольшее содержание $MgCO_3$ в раковинах животных равно 16,90% от веса золы (Octocorallia); фиксируется магний в небольших количествах в некоторых тканях высших животных. Живое вещество, видимо, не определяет истории магния.

Осаждение карбонатов происходит из воды, имеющей относительно небольшое содержание растворенных веществ. Видимо, достаточна та концентрация солей, которая имеет место в мировом океане, однако непосредственной причиной выпадения карбонатов в осадок является поведение углекислоты. Удаление углекислоты из раствора переводит

легкорастворимые двууглекислые соли в значительно менее растворимые простые карбонаты, выпадающие в осадок. Весьма благоприятны для образования карбонатов области восходящих течений, места охлаждения теплых вод, область прибоя и пр. Отчетливую зависимость между количеством отложившихся карбонатов и интенсивностью вулканической активности в каждый данный период времени отметил А.Б. Ронов, который объясняет это интенсивностью поступления углекислоты в атмосферу и в океанический раствор в процессе вулканических извержений и тем, что избыточные щелочноземельные металлы очень скоро фиксируют углекислоту, в общем дефицитную.

Причиной выпадения известняка или доломита, судя по наблюдениям за осадкообразованием в оз. Балхаш и в Аральском море, является соленость воды. Из пресных вод и вод нормальной солености выпадает известняк, почти не содержащий магния; из рассолов несколько повышенной концентрации выпадает доломит.

Петрография доломитовых пород обычно достаточно определенна. Кроме собственно доломита, в него обычно входят некоторые количества известняковых зерен. Обычно доломитовые кристаллы образуют идиоморфные ромбоэдры, между которыми выделяется аллотриоморфный кальцит. Количество известняковых примесей в доломитах колеблется в очень широких пределах, но в природе наиболее часто встречаются известняки с небольшой примесью доломита, либо доломиты с небольшим количеством кальцитовых зерен. Весьма примечательно, что в качестве примеси к доломиту может встречаться в некоторых количествах (до 10%) магнезит, хорошо фиксируемый как химическим так и термическим анализами таких доломитов. Терригенные примеси — кварц и глинистые частицы, как правило, редки. Хотя известны доломитовые мергели, но в целом количество доломитов, обогащенных терригенными примесями, меньше, чем количество таких же известняков. Известны битуминозные доломиты и доломиты, содержащие примесь ангидрита, флюорита, целестина и других минералов, свидетельствующих о высокой концентрации солей в бассейне осаждения.

До сих пор мы рассматривали лишь первичные доломиты, образовавшиеся в результате прямого осаждения из морской воды, но, кроме них, существуют доломиты, формирование которых происходило в два этапа. Сначала, видимо, происходило осаждение известкового материала, который взаимодействовал с богатой магнием морской водой или водой, циркулировавшей в свежем осадке. В результате этого взаимодействия первоначальный кальцит метасоматически замещался доломитом, с полным сохранением первоначальных структур известняка, в том числе с образованием доломитовых псевдоморфоз по содержавшейся в известняках фауне. Такие вторичные — метасоматические доломиты пользуются в ряде мест весьма широким распространением.

Независимо от того, каково происхождение доломитов, в процессе доломитообразования продолжается геохимическое разделение магния и кремния, магния и железа. Железосодержащие и кремнистые отложения образуются, как правило, в иных условиях, чем магнезиальные осадки, и дают самостоятельные накопления.

Второй этап осадочного накопления магния относится уже к самым последним стадиям осадкообразования, когда в процессе общей концентрации природных растворов вода испаряется из нормального океанического рассола более чем на 95%. До этого из раствора должны выпасть почти все кальциевые соли (гипс и ангидрид), и значительная часть хлористого натрия. Магний выпадает в форме комплексных солей совместно с калием, кальцием и натрием или в виде самостоятельных минералов,

часто отлагающихся совместно с калиевыми солями. Горизонт легкорастворимых солей магния и калия в соляных залежах образуется только в тех немногих случаях, когда водоем выпаривается нацело или почти нацело. Легкорастворимые калий-магниевые соли залегают обычно на поверхности всей толщи соленосных осадков и могут сохраниться в ископаемом состоянии только в тех случаях, когда вся толща не подвергается последующему размыву.

Образование магнийсодержащих галлогенных толщ — важнейший этап в геохимии магния. Соли магния являются довольно ценными полезными ископаемыми. Для нас неясна дальнейшая геохимическая судьба магния соляных толщ. Видимо, в процессе начинающегося метаморфизма все соли выносятся из сферы реакции. Во всяком случае, мы пока совершенно не знаем каких-либо процессов, при которых этот магний мог бы вновь войти в состав силикатов. Накопление магния в воде океана, видимо, и является той причиной, по которой кларк осадочных пород ниже кларка пород магматических.

Геохимическая история магния в процессе метаморфизма

Общие положения. Для процессов метаморфизма весьма характерны: 1) общее или местное, временами очень значительное повышение температуры; 2) химическая неравновесность двух контактирующих пород; 3) ограниченность процесса во времени; 4) большая роль растворов, облегчающих прогрев, ускоряющих реакцию взаимодействия пород и способствующих кристаллизации устойчивых минералов, а также приносящих в зону реакции многие новые компоненты и в первую очередь воду.

Глубина, на которой происходит метаморфизм, сказывается в первую очередь на времени процесса. На больших глубинах возможен длительный равномерный прогрев, тогда как на небольших глубинах метаморфизм проявляется как кратковременный локальный процесс, приуроченный к контакту магматического тела или путям движения растворов. В геохимии магния процессы метаморфизма особенно интересны как процессы, ведущие к образованию водных силикатов магния, являющихся особенно устойчивыми при относительно низких температурах.

Наиболее низкотемпературными водными магнезиальными силикатами являются серпентинитовые минералы, в первую очередь хризотил. Антигорит, как правило, является более высокотемпературным. Следующим очень характерным водным магнезиальным минералом, образующимся при еще более высоких температурах, является тальк. Опыты Йодера показали возможность образования талька в очень широких интервалах температур, часто даже в метастабильной форме, но при условии избытка воды. Нехватка воды, а также, вероятно, несколько более высокотемпературные условия и более высокие давления приводят к кристаллизации различных амфиболов — антофиллита, актинолита и, наконец, еще больший прогрев, даже в присутствии воды, ведет к кристаллизации безводных силикатов — пироксенов и оливинов того же типа, что и в магматических породах. Наличие в процессе, кроме окиси магния и кремнекислоты, еще и глинозема, ведет к кристаллизации хлоритов, а дополнительные щелочи, в первую очередь калий, позволяют формироваться магнезиальным (флогопитовым) слюдам.

Вряд ли стоит более детально разбирать минералообразование в условиях избытка магния в процессах метаморфизма. Подчеркнем здесь лишь

основную геохимическую особенность этого процесса: в противоположность процессам выветривания и осадкообразования при метаморфических процессах магний вновь проявляет стремление образовывать соединения с кремнием и железом. Последнее весьма характерно и практически крайне важно: везде, где в процессе метаморфических реакций совместно с магнием присутствует железо, оно входит в состав магнезиальных силикатов, причем, чем более железистой является среда кристаллизации, тем более железист образующийся магнезиальный силикат.

Влияние исходных пород на характер продуктов метаморфизма

Выше отмечалось, что магматизм и осадкообразование дают три основных типа существенно магнезиальных пород: ультраосновные интрузивные тела, доломитовые толщи и осадки магниевых солей. В отношении последних следует оговориться сразу: никаких четких случаев метаморфизма магниевых солей не было описано. Вообще глубокий метаморфизм солей явление крайне малоизученное. Указываются иногда случаи прорывания соленосных толщ базальтовыми жилами, однако, никаких определенных новообразований в контактной зоне не отмечалось. Видимо, летучесть и растворимость солей столь велика, что они удаляются из зоны контакта до того, как смогут войти в какие-либо реакции. Отмечалась лишь несколько повышенная щелочность внедрившихся базальтов, однако действительная связь этого с контактными процессами неясна.

Метаморфизм ультраосновных пород и доломитов приводит к несколько различным результатам. Это различие в первую очередь сводится к железистости. За счет железосодержащих ультрабазитов образуются относительно богатые железом контактные минералы, тогда как за счет не содержащих железа доломитов могут образоваться маложелезистые минеральные новообразования. Следует, однако, учесть, что железо в доломиты может быть привнесено метаморфизующими растворами, что несколько маскирует стандартную картину. Дальнейшее различие обусловлено высокотемпературными стадиями метаморфизма, когда в соответствующих условиях вместо чисто магниевых и магниево-железистых амфиболов и пироксенов — антофиллита, энстатита и гиперстена — возникают известково-магниевые — тремолит, диопсид и т. д.

Еще одна весьма важная практическая особенность процесса метаморфизма. В прогрессивную стадию при прогреве метаморфизуемой породы вещество интенсивно выносится из сферы реакции. Вновь образующиеся фазы, обычно имеющие бо́льший объем, чем первоначальное вещество, при отсутствии выноса закупорили бы пути движения растворов и прекратили бы доступ последним в область реакции. Параллельно идет образование значительного количества полостей, во-первых, облегчающих процесс метаморфизма, а, во-вторых, служащих в регрессивную фазу процесса (при остывании данного участка) местами свободной кристаллизации устойчивых минералов. При этом обилие летучих веществ и подвижность растворов, выполняющих пустоты, дает возможность росту хорошо образованных и подчас очень крупных кристаллов (особенно это важно для асбеста и слюд). Расположение возникающих при этом пор и пустот во многом определяется первоначальными путями циркуляции растворов. Учет последних может служить важным поисковым признаком.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЕТЕ ГЕОХИМИИ МАГНИЯ

Хризотиловый асбест

Серпентиновые минералы, в том числе и хризотил, как мы видели выше, устойчивы в широком интервале относительно низких температур и давлений. Образуются они, видимо, в условиях выветривания и низкотемпературного регионального метаморфизма (фация зеленых сланцев?), а также при самых низких температурах контактного метаморфизма. Во всех случаях, кроме последнего, образуется чрезвычайно мелкокристаллический хризотил, иногда в форме спутанноволокнистых агрегатов. Промышленно ценные асбестовые разности хризотила возникают только в условиях свободной кристаллизации в породах, подвергшихся контактной перекристаллизации.

Асбестообразование при низкотемпературном контактном метаморфизме ультраосновных пород (баженовский тип месторождений асбеста). Метаморфизм ультрабазитов на известных хризотил-асбестовых месторождениях Союза вызывается небольшими гранитными телами, внедряющимися либо непосредственно в ультрабазитовые тела (Баженово, Джетыгара), либо в породы, вмещающие эти последние в непосредственной близости к ним (Актоврак), либо, наконец, гранитное тело включает в себя ультрабазитовый массив, который можно рассматривать как крупный ксенолит (Киембай). Сами граниты обладают всеми типичными признаками пород гипабиссальных массивов. Они мелкозернистые, иногда порфировидные и в некоторых случаях имеют краевую зону закалки (Джетыгара). Часто для них характерна жильная (Баженово, Актоврак) или другая столь же характерная гипабиссальная форма залегания с резкими контактами и пр.

Наиболее благоприятными для асбестообразования вмещающими породами, как это отмечают В. Ф. Дыбков и В. П. Еремеев в статьях настоящего сборника, являются перидотиты, поскольку состав смеси равных частей оливина и энстатита будет в точности соответствовать составу обезвоженного серпентинита и при серпентинизации такой смеси не будут возникать какие-либо избыточные компоненты, хотя таковые вполне вероятны. Например, в Киембаевском месторождении, в зоне полной серпентинизации, кристаллизуется большое количество брусита — видимое следствие избытка окиси магния в процессе.

Высокотемпературные изменения вблизи гранитных тел (или их апофиз), в той или иной мере измененных эндоконтактными процессами, весьма незначительны. В редких случаях вокруг них возникает тонкая биотитовая или хлоритовая оторочка. Обычно вокруг гранитоидов развивается тальковая зона, за которой следует зона полной серпентинизации. Размеры и характер зон оталькования и серпентинизации зависят от путей движения растворов, которые в свою очередь определяются дорудной тектоникой ультраосновного массива.

В Джетыгаре ультраосновной массив разбит немногими трещинами. Гранитный интрузив внедрился в северную часть массива по широтному разлому, а вдоль крупного почти меридионального разлома образовалась зона асбестоносного серпентинита. Тальковая зона примыкает к массиву.

Баженовский массив разбит дорудными трещинами на ряд крупных блоков размером до нескольких сотен метров в поперечнике. Гранитные

тела внедрились в виде ряда жил почти по периферии массива. Вблизи жил образовались тальковые тела, несколько углубляющиеся в толщу массива по разломам. Продуктивные серпентиниты возникают вдоль зон разлома.

Актовракский массив разбит сеткой дорудных мелких разломов. Поперечник узлов сетки измеряется одним или несколькими метрами. Гранитные тела внедрились во вмещающие ультрабазит кембрийские породы. В результате тальковые зоны образовались по периферии массива, а продуктивный серпентинит образует тонкие (несколько сантиметров) зоны между многочисленными небольшими блоками неизмененной породы.

Весьма важным моментом асбестообразования является обязательная незавершенность процесса серпентинизации, поскольку только в этом случае возможно образование промышленного асбеста. В прогрессивную стадию метаморфического процесса образуются участки прогретого серпентинита, выполняющие при температуре изменения все пространство, ранее заполненное материнской породой. В регрессивную стадию при понижении температуры объем серпентинита (но не выполненного им пространства) сокращается, возникают контракционные полости, вытянутые в целом параллельно простиранию серпентинитовых тел. В этих полостях кристаллизуется тот же хризотил, но уже в виде параллельно ориентированных волокон: чем больше полость, тем длиннее волокно и тем ценнее асбест. Весьма интересно с этой точки зрения Киембаевское месторождение. Ультраосновной массив серпентинизирован здесь по всей его периферии, и только в центральной части сохранилось неизмененное ядро ультраосновной породы. Асбестизация приурочена к зонам и полосам серпентина, залегающим среди ультраосновных пород, и поэтому при охлаждении серпентинита в регрессивную стадию процесса сокращение объема вело к образованию контракционных трещин, впоследствии заполненных асбестом.

Приведенная схема в деталях разбирается в специальных статьях. Она может быть весьма полезной для перспективной оценки асбестоносности ультрабазитов.

Асбестообразование при низкотемпературном контактном метаморфизме доломитов (аспагашский тип месторождений асбеста) — это единственный тип асбестовых месторождений, где возможно получение маложелезистого сырья (особенно пригодного для использования в электроизоляционных асбопластиках, изоляционных прокладках и другой высокотемпературной электроизоляции).

В Аспагашском месторождении источником метаморфизующих доломит растворов являлись порфиритовые жилы, в других случаях ими могут быть различные гипабиссальные гранитные интрузии и пр. Наиболее благоприятными путями для движения растворов в толще доломитов обычно являются поверхности наслоения и мелкие трещины, секущие пласты. За счет магния доломита, кремнекислоты и воды, привнесенных растворами, в зоне контакта кристаллизуется хризотил, замещающий доломит. Очевидно, весь кальций выносится из сферы реакции, возможно, в форме двууглекислой соли. В частности, в замещенных серпентинитом доломитах (офиокальците) видно под микроскопом, что фронт замещения карбоната серпентинитом весьма резкий и в пределах замещенной части карбоната кальция не остается совершенно. Кристаллизация асбеста идет как и в предыдущем случае в регрессивную стадию контактного процесса по контракционным трещинам, возникающим в новообразованном серпентините. Жилки асбеста всегда располагаются в пределах

серпентинита и ни в коем случае не проникают в толщу карбоната. Очень часто асбестовые жилки залегают вдоль плоскостей напластования, опять-таки обязательно среди новообразованного серпентинита.

Месторождений асбеста этого типа в СССР известно очень мало, и они очень невелики по размерам. Кроме того, в наиболее крупном Аспаганском месторождении метаморфизующие растворы несли значительное количество железа, в результате чего в асбесте содержится около 1,0% железа, и он только немного лучше асбестов Урала. Необходимы поиски новых месторождений этого типа.

За пределами нашей страны известны месторождения асбеста подобного типа, возникшие в контакте синийских доломитов и молодых гранитов, дающие асбест с содержанием железа порядка 0,2% при весьма значительных запасах.

Поисковые работы на маложелезистый асбест весьма перспективны в областях развития мощных доломитовых толщ, прорванных гипабиссальным гранитом.

Таковы некоторые районы Сихотэ-Алиня, отроги Хингана, области развития доломитовых толщ в Саянах, Минусинской котловине и Средней Азии.

Тальковые месторождения

В отличие от асбеста крупнокристаллический благородный тальк, выполняющий трещины в спутанноволокнистых тальковых породах, не представляет практического интереса. Больше того, крупные тальковые листочки не могут быть раздроблены в порошок современными методами и загрязняют продукцию. Чем более мелкозерниста тальковая руда, тем она ценнее и тем более высококачественный тальковый порошок может быть получен из этой руды.

Как и в случае асбеста, различают месторождения железистого и маложелезистого талька. Месторождения железистого талька, дающие относительно низкокачественные тальковые порошки, образуются в результате контактного метаморфизма ультрабазитов. Подобные же низкокачественные тальковые руды могут быть образованы при низкотемпературном метаморфизме магнезиальных (серпентиновых) сланцев, и, наконец, третий тип тальковых месторождений — тальки маложелезистые — составляют месторождения, образованные в результате метаморфизма доломитов.

Месторождения, образованные в результате метаморфизма ультрабазитов, наиболее широко развиты на Урале. Мы уже упоминали о Джетыгаринском месторождении асбеста. На этом месторождении в непосредственной близости к контакту с гранитным интрузивом за счет ультрабазита развиваются тальковые породы. Масштаб тальковых тел здесь достаточно крупный. Вторым достаточно характерным примером может служить интенсивно эксплуатируемое Шабровское месторождение тальково-карбонатных пород. Оно представляет собой часть ультрабазитового массива, пересекаемого несколькими маломощными прерывистыми гранитоидными жилами. Непосредственно в контакте вокруг жил развивается биотитовая и хлоритовая оторочка; все же остальное пространство между жилами и на значительных площадях вне жил превращено в однородную тальково-карбонатную породу, которую мы понимаем как тальковую зону, растянутую в результате общего регионального прогрева. В форме карбоната фиксируется видимо, избыточный по отношению к тальку магний, входящий в состав ультрабазитов.

Линзовидные тела тальковых сланцев, встречающиеся среди филлитовых сланцев, очень широко представлены, как показывает Г. Н. Безруков, среди тальковых месторождений Миасского района. Наиболее типичными месторождениями такого типа являются месторождения Поляков Лог и Красная Поляна. Регионально-метаморфическая природа этих образований не вызывает сомнений. Локализация их, видимо, связана с местной дометаморфической магнезиальностью осадков (доломитовые мергели, отдельные рассланцованные интрузии магнезиальных пород).

Возможность использования подобных образований как низкокачественных тальковых руд — наполнителей инсектофунгисидов, различных присыпок и смазок, у нас еще недостаточно учитывается. Особенно интересно их использование в районах, удаленных от Урала, на Кавказе, в Карелии, в Сибири и на Дальнем Востоке.

Маложелезистые тальковые руды, образовавшиеся при метаморфизме маложелезистых доломитов, известны в ряде мест Союза, но пока еще не добываются в достаточных, масштабах. Наибольшей популярностью пользуются Онотское и Киргитейское месторождения, образованные в результате регионально-метаморфического изменения доломитовых пород. Изучавший их П. П. Смолин не мог указать в районе их развития на какое-либо активное магматическое тело, послужившее источником растворов. Им отчетливо показана биметасоматическая природа этих тальковых месторождений. Кремнекислота заимствовалась растворами из той же осадочной толщи и фиксировалась на месте доломитов в виде талька. В свою очередь, магнезиальные растворы, отходящие от доломитов, в области развития кремнистых пород давали апокварцитовые и другие талькиты. Классический случай образования маложелезистых тальковых пород в контакте доломитов с гранитовыми телами описали И. Ф. Романович на примере Светлоключского месторождения, А. П. Ганеев и К. Т. Табылднев на примере месторождений в Кара-Тау.

Исключительно интересно влияние выветривания на тальковые породы. Случай наложения нижнеюрской коры выветривания на талькиты описал П. П. Смолин для Киргитейского месторождения. Все карбонаты из тальково-карбонатной породы в коре выветривания оказались вынесенными, равно как и все окислы железа, содержавшиеся вне тальковых чешуек.

В результате получились мощные накопления природно диспергированного чистого маложелезистого талька. Выявление этих новых генетических типов тальковых руд открывает большие перспективы новых поисковых работ на это полезное ископаемое и позволяет надеяться, что в ближайшие же годы высококачественные тальки перестанут быть остро дефицитными и наша страна сможет не только отказаться от импорта, но и экспортировать тальк в другие страны.

Роговообманковый асбест

Роговообманковый асбест всех видов — в СССР исключительно дефицитное природное сырье. Собственно у нас эксплуатируется только одно Сысертское месторождение, дающее антофиллитовый асбест, используемый химической промышленностью для изготовления низкокачественных асбопластиков. Месторождения всех остальных видов роговообманковых асбестов, в том числе и описываемых в настоящем сборнике, настолько невелики, что, скорее, должны рассматриваться как минералопроявления, а не месторождения.

Сысертское месторождение мы рассматриваем как месторождение, образованное за счет ультраосновных пород в результате внедрения в них гранитных интрузивов. Изменение это происходило на значительно бо́льших глубинах, чем при образовании хризотил-асбестовых месторождений, в результате чего они претерпели значительно более глубокое изменение. В траншее карьера № 5, где сохранились слабо измененные серпентиниты, в 1955 г. был виден следующий разрез контактной зоны: к интрузиву прилегали маломощные зоны биотита и хлорита, за которыми шли антофиллитовая, тальковая и, наконец, антигоритовая зоны. В главных карьерах месторождения (карьеры № 1 и 4) антигоритовая зона резко расширена, причем по структуре антофиллитовых агрегатов можно уверенно говорить, что значительная часть их образована за счет крупных кристаллов энстатита, образовавшихся, видимо, на первых стадиях метаморфизма и позднее замещенных агрегатом антофиллита, талька и карбоната («магнезиоскарны» Б. Я. Меренкова). Гранитные жилы местами предельно десилифицированы. Сохранились от них только биотитово-хлоритовые оторочки, в центре которых иногда встречаются корундовые ядра. Трудно указать области Союза, где возможны еще подобные месторождения. Наиболее перспективны Урал и Саяны.

Имеется еще два типа роговообманковых асбестов, крупные месторождения которых известны за рубежом. Это, во-первых, тремолит-асбест, образование которого приурочено к доломитовым контактам, где на участках высокотемпературного изменения развиты чисто тремолитовые породы. Известный интерес представляют и тремолитово-тальковые агрегаты, широко применяющиеся в американской промышленности под техническим названием «асбестина». В СССР не известны месторождения подобного типа.

Последним типом асбеста, широко эксплуатирующегося за рубежом, являются крокидолитовые асбесты Южной Африки. Встречаются они среди роговообманковых сланцев, залегающих в толщах железистых кварцитов. Сам асбест образует в сланцах линзовидные жилки, весьма напоминающие жилки хризотил-асбеста. Подобные же асбесты известны в Западной Австралии. В Южной Австралии и Южной Америке эксплуатируются близкие к ним родуситовые асбесты, залегающие среди доломитовых мергелей. Поиски подобных образований на территории Советского Союза имели только частичный успех. Докембрийские железистые кварциты Союза, как оказалось, сопровождаются роговообманковыми сланцами, но асбестовые выделения здесь очень редки и имеют существенно иную форму. Это отдельные непостоянные секущие жилы, эксплуатация которых весьма затруднена. Найдены у нас и асбестопроявления боливийского типа, однако содержание волокна настолько низко, что при добыче оно обойдется во много раз дороже обычных хризотиловых асбестов.

Существует еще один генетический тип роговообманковых асбестов. Он минералогически близок к асбестам Боливии и Южной Австралии, но магнезиальной средой для него служат не доломитовые мергели, а змеевики, причем, видимо, очень большую генетическую роль играют глиноземсодержащие габбро-диабазовые жилы или осадочные сланцеватые породы, тектонически зажатые среди змеевиков.

Поиски хороших месторождений роговообманковых асбестов — одна из важнейших задач советских геологов. Статьи сборника, освещающие детали строения известных пока асбестопроявлений, должны помочь геологам в этом трудном деле.

Флогопитовые месторождения

Советский Союз обладает огромными флогопитовыми месторождениями. Видимо, ресурсы флогопита Союза самые крупные в мире. Характерной особенностью генезиса флогопитовых месторождений является их приуроченность к глубоко метаморфизованным доломитовым толщам. Метаморфизм этот, вероятно, происходил на очень большой глубине и сопровождался интенсивной миграцией магния и кальция доломитовых толщ по трещинам и зонам разломов в прилегающие глинозем- и кремнеземсодержащие породы. В доломитовые толщи привносились кремнезем и глинозем. В результате как в области доломитовых пород, так и в области прилегающих к ним силикатных образований развиваются диопсидово-флогопитовые и диопсидово-роговообманковые породы, поскольку в условиях больших глубин наиболее устойчивыми являются диопсид и флогопит. Промышленность требует крупных хорошо образованных кристаллов флогопита и поэтому на качество кристаллов и их размеры обращено главное внимание геологов. Многое в этом вопросе пока не ясно, но нам представляется, что в процессах промышленного флогопитообразования основная роль принадлежит при данных физико-химических условиях процессам, ведущим к образованию свободных полостей, в которых при дальнейшем развитии контактного процесса, вероятно, в регрессивную стадию, могут кристаллизоваться наиболее совершенные кристаллы всех слагающих метаморфическую породу минералов. Такими полостями, с нашей точки зрения, являются знаменитые флогопитовые «лестничные» жилы Слюдянки на Байкале, секущие тектонически «компетентный» пласт гнейсов, залегающий среди кварцево-диопсидовых пород и мраморов. Такими являются и полости растворения среди первично-доломитовых и первично-силикатных метасоматических пород на Алданских месторождениях. Эти полости, впоследствии выполненные флогопитом, сейчас представляют собой флогопитовые гнезда в зонах гнездовой флогопитоносности метасоматических пород. Этим же, видимо, обусловливается большая промышленная ценность зон флогопитоносности, образовавшихся при метасоматическом замещении брекчированных силикатных пород вблизи стратиграфически вытянутых горизонтов первично-доломитовых пород.

Следует указать, что состав материнских пород очень резко сказывается на составе флогопита. Среди доломитов могут встречаться слюды, совсем не содержащие железа (например, белый флогопит Слюдянки, по П. В. Калинину, 1939), тогда как за счет железистых исходных пород развиваются железистые флогопиты.

Приведенные выше взгляды несколько меняют наши представления о поисковых признаках флогопитовых месторождений. Установленная еще несколько лет назад приуроченность флогопитоносности к горизонтам доломитовых пород среди силикатных пород, подвергшихся метаморфизму в одной из самых глубоких фаций метаморфизма, остается крупным региональным поисковым признаком. Этим признаком следует пользоваться при геологическом картировании крупных регионов и при поисках новых флогопитоносных районов. В пределах же каждого рудного поля и в области заведомой флогопитоносности выступает новый поисковый признак, определяющий распределение конкретных рудных полей, обогащенных флогопитом зон и других концентраций промышленного флогопита — выявление зон, наиболее благоприятных для образования свободных полостей. Такими зонами могут служить зоны отслаивания в замках складок, области разломов, области растяжения, где могут возникать зияющие трещины, наконец, места образования полостей растворения,

причем иногда такие «зоны полостей» (например, зона разлома Эльконки) могут быть более продуктивными, чем сам карбонатный пласт.

Области, где на территории Союза мы можем искать флогопитоносные районы, огромны. Это все районы развития архея, от Саян до Алданского щита, в особенности горная область верховий Витима. Сюда же мы должны присоединить пока малодоступный Анабарский щит. Много новых открытий могут дать и старые слюдоносные районы — байкальская Слюдянка и Алданская флогопитоносная полоса, в которых каждая полоса развития диопсидовых пород («бывших доломитов») является потенциально слюдоносной.

В области флогопитовых месторождений в последние годы советские геологи сделали новое крупное открытие. Сейчас уже можно считать доказанной флогопитоносность карбонатитовых массивов, связанных со щелочными породами. Первые подсчеты, проведенные на Гулинском, Одихинчинском и Ковдорском массивах, показали их очень большую перспективность. Советские геологи только начинают изучение этого типа слюдоносных образований и трудно оценить возможности месторождений этого типа. Несомненно, они весьма значительны, и все известные районы развития щелочных пород должны быть пересмотрены с этой точки зрения.

Вермикулитовые месторождения

Вермикулит как полезное ископаемое еще не нашел для себя в Союзе потребителя, соизмеримого с известными уже сейчас природными ресурсами. Несмотря на то, что первые работы по изучению путей использования вермикулита у нас начались около 30 лет назад, он до сих пор числится в списках новых видов сырья, к освоению которого еще только приступают. Это относится и к геологии вермикулита.

Мы относимся скептически к теориям гидротермального образования вермикулита. Физико-химически трудно представить возникновение вермикулита в результате кристаллизации из термальных вод. Этому же противоречат: 1) наличие переходов в негидратизированные слюды того же состава, причем часто один и тот же кристалл в центре представлен негидратизированной слюдой, а по периферии и трещинкам — гидрофлогопитом (технически объединяемым с вермикулитом); 2) повсеместный переход вермикулита книзу в свежие негидратизированные разности слюды (биотита или флогопита). Причем в тех случаях, где такой переход не установлен, отмечается уменьшение площади гидратизации слюды; 3) расположение всех известных месторождений вермикулита в областях регионального развития коры выветривания.

Все известные факты гораздо лучше объясняются, если предположить, что весь вермикулит образовался в результате гидратизации слюды в нижних горизонтах коры выветривания. Исходя из этих представлений, поисковыми признаками на вермикулит должны явиться два фактора: а) образование магнезиально-железистой слюды и б) наложение на нее нижних горизонтов «коры выветривания». Иначе говоря, на содержание вермикулита должны обследоваться все области развития флогопита (не обязательно крупнокристаллического) и области с биотитообразованием, в частности, поля пегматитовых жил, секущих ультраосновные породы (таково, в частности, Булдымское месторождение на Урале).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Задача настоящей статьи — привлечь внимание к важнейшему виду минерального сырья — магнезиально-силикатным полезным ископаемым и рекомендовать геологам возможные области их поисков. В нашей статье мы стремились показать, что области поисков этого сырья, хотя и ограничены, но все же довольно широки и что мы можем рассчитывать на получение этого важнейшего сырья во многих районах, где оно сейчас не выявлено. Мы не сомневаемся в возможности организации тальковой промышленности на Украине, в Карелии, Сибири и Дальнем Востоке и рекомендуем искать флогопит и вермикулит в тетерево-бугской свите Украины, в полях щелочных пород Саян и Тувы, в Анабарском массиве, в верховьях Витима и на Дальнем Востоке. Асбестоносными должны быть доломиты Хингана и других районов Дальнего Востока, Тувы и Южного Урала, причем они могут дать ценный маложелезистый асбест. Что касается роговообманкового асбеста, то глубоко метаморфизованные поля железистых кварцитов являются областями первоочередных поисков и может случиться, что бедные в отношении железа рудные поля смогут служить народному хозяйству Союза своим асбестом.

Еще одно последнее замечание: нерудное сырье каждого нового месторождения характеризуется своими особыми свойствами и, конечно, как правило, не может быть использовано по технологии, разработанной для какого-либо другого сырья. Внедрение в промышленность каждого нового вида сырья возможно лишь в том случае, если промышленность приложит некоторые усилия, для того чтобы создать рациональные схемы использования именно данного сырья. Иначе «заколдованный круг», при котором геологи не ищут сырья потому, что на него нет требований промышленности, а промышленность не подает требований из-за отсутствия сырья, никогда не будет разорван.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Н. Д. Соболев

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СССР СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ВВЕДЕНИЕ. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Ультраосновные породы рассматривались в петрографии как единая группа горных пород, возникшая в результате кристаллизации магмы, образовавшейся за счет симатического слоя глубин Земли. Более детальные исследования показали, что в этой группе имеются генетически разные горные породы, образовавшиеся в результате кристаллизации разных магм и в результате разных процессов кристаллизации магмы. Удалось установить, что ультраосновные горные породы, принимавшиеся по приближенному определению вещественного состава и структуры за тождественные, в действительности генетически неоднородны. Внутри группы формально тождественных горных пород имеются определенные различия в вещественном составе, отражающие их принадлежность к разным генетическим группам, выделяемым на основании геологических исследований. Выяснилось что, например, перидотиты образовались в результате кристаллизации разных магматических формаций. В одних случаях они представляют главную массу магматической формации, в других — лишь одну из ее фаций. С каждой генетической группой связаны свои определенные полезные ископаемые, что предопределяет направление их поисков.

Прежде чем перейти к более детальному рассмотрению генетических особенностей ультраосновных горных пород, представляющих продукты кристаллизации разных магм, следует уточнить понимание терминов формации и фации, а также различные термины в наименовании ультраосновных горных пород.

Ф о р м а ц и я — естественная ассоциация горных пород, связанных с кристаллизацией определенной во времени и пространстве (регионе) магмы. Горные породы этой ассоциации представляют или продукты непосредственной кристаллизации родоначальной магмы или продукты ее дифференциации и процессов ассимиляции, контаминации, а также жильные дериваты и продукты контактовых и автометаморфических изменений.

Ф а ц и я — совокупность горных пород, слагающих геологическое тело — массив и обладающих общими признаками, обусловленными их формированием. По глубине формирования, текстурно-структурным особенностям и вещественному составу следует различать, как это предложено нами ранее (Соболев, 1960), три группы фаций.

А. Фации глубинности, или батосфации [1], — геологические тела, осо-

[1] Батос — по-гречески — глубина.

бенности которых определяются глубиной их формирования (абиссальные, мезоабиссальные и др.).

Б. Текстурно-структурные фации или катасфации[1],— части геологических тел, различающиеся по текстурно-структурным особенностям (порфировидные, аплитовые, краевые, ядра и др.).

В. Фации по вещественному, минерально-химическому составу, или илифации[2],— участки массивов горных пород, выделяющиеся по вещественному составу (гранодиоритовая — в гранитных массивах, пироксенитовая — в ультраосновных и др.).

В одних геологических телах могут быть раздельно выделены все эти группы фаций, в других — катасфации и илифации пространственно совпадают, и, наконец, в некоторых случаях все три группы фаций пространственно совпадают, или не имеется признаков для выделения одной или двух из них. В последнем случае следует применять обобщающий термин «фация», без дальнейших подразделений.

В литературе все ультраосновные породы обозначаются по-разному: ультрабазиты, гипербазиты, ультрамафические породы и даже офиолиты. Однако все авторы понимали под этими терминами одни и те же горные породы. Геологические исследования показывают, что ультраосновные породы являются продуктами кристаллизации разных магм. А. Н. Заварицкий (1955) и Н. Д. Соболев (1955) одновременно предложили различать три генетические группы магм: 1) магмы слоя симы (например, саянская формация ультраосновных пород); 2) дифференциационные отщепления основной магмы слоя сиальмы (уральская габбро-перидотитовая формация) и, наконец, 3) дифференциаты магмы ультращелочного и ультраосновного типа, в продуктах кристаллизации которой прослеживается весьма тесная связь оливина, пироксена и нефелина (формация Кольского полуострова). Поскольку в литературе уже получили широкое распространение указанные выше термины, целесообразно не вводить в петрографический лексикон новых названий, условившись под каждым из применяемых сейчас терминов понимать горные породы определенного состава и генезиса (Соболев, 1955, 1959_1).

1. Термин ультраосновные породы должен быть обобщающим для всех горных пород оливинового, оливиново-пироксенового и пироксенового состава независимо от их генетической связи с определенными магмами. Так же должны называться ультраосновные горные породы, генетическая связь которых с определенной формацией на данном участке земной коры осталась невыясненной.

Другими терминами следует обозначать ультраосновные породы, являющиеся производными определенных магм, со следующими названиями:

2. Гипермагбазитами следует называть горные породы, кристаллизовавшиеся из магм, являющихся производными симатического слоя Земли. Для них характерно отношение суммы окислов железа к окиси магния в пределах от 1 : 8 до 1 : 12. Выяснение количественного значения этого отношения позволяет относить изучаемые ультраосновные горные породы к группе гипермагбазитов, пользуясь даже только данными химического анализа. Частица «маг», вставленная в термин «гипербазит», являющаяся сокращением слова «магний», подчеркивает новое содержание этого термина и характерную особенность этой генетической группы горных пород — их обогащенность окисью магния. Редкие здесь пироксениты представлены бронзититами. Горные породы этой группы образуют

[1] Катаскеви — по-гречески строение.
[2] Или — по-гречески вещество.

особую формацию, которую в дальнейшем мы будем именовать гипермагбазитовой.

3. **Ультрафербазитами** следует называть горные породы, являющиеся продуктами кристаллизации дифференциационных отщеплений основной магмы габбро-перидотитовой формации. Для них характерно отношение суммы окислов железа к окиси магния в пределах от 1 : 4 до 1 : 7. Частица «фер», вставленная в термин «ультрабазит», являющаяся сокращением слова «феррум», подчеркивает новое содержание этого термина и характерную особенность этой генетической группы горных пород: примерно в два раза большее количество окислов железа в сумме оснований по сравнению с гипермагбазитами. Широко развитые пироксениты (косьвиты, диаллагиты) этой группы являются производными кристаллизации дифференциационных отщеплений магмы слоя сиальма и образуют определенные катасфации и илифации габбро-перидотитовой формации. Эти фации мы будем называть ультрафербазитовыми.

4. **Ультраальбазитами** следует называть горные породы, являющиеся продуктами кристаллизации дифференциационных отщеплений ультращелочно-основной магмы, генетическая связь которых с нефелинсодержащими горными породами типа якупирангитов, мельтейгитов и других пород выявляется уже при геологических исследованиях. Частица «аль», вставленная в термин «ультрабазит», являющаяся сокращением слова «алькали», подчеркивает новое содержание этого термина и генетическую связь этой группы горных пород с ультращелочно-основной магмой. Комагматические пироксениты представлены вебстеритами. Горные породы этой группы представляют продукты дифференциационных отщеплений магмы ультращелочноосновной формации и образуют ее определенные катасфации и илифации, которые мы в дальнейшем будем называть ультраальбазитовыми. Для них характерно такое же отношение суммы окислов железа к окиси магния, как и для ультрафербазитов, т. е. они также являются производными кристаллизации дифференциационных отщеплений магмы слоя сиальма.

Предлагая эти новые названия, мы руководствовались следующими положениями Ф. Ю. Левинсон-Лессинга: А. «В следующих случаях следует избегать создания новых названий:

1) каждый раз, когда можно обойтись без нового слова, видоизменяя или комбинируя существующее так, чтобы получалось новое наименование;

2) возможность краткими выражениями охарактеризовать изучаемые предметы, хотя бы в существенных чертах; дать простор, на основании определенных правил составлять новые выражения, когда наблюдения устанавливают новые существенные особенности» (Левинсон-Лессинг, 1960. Избранные труды, т. 2, стр. 105).

Кроме магматогенных месторождений платины, хрома, никеля, меди и железа, генетически связанных с ультраосновными интрузиями, с ними также связаны гидротермальные месторождения асбестов, талька, магнезита, а также месторождения коры выветривания — природно-легированные железорудные и силикатного никеля и кобальта. Две последние группы образуются лишь при условии, если ультраосновная интрузия в значительной степени или нацело озмеевикована. Однако не при всякой серпентинизации образуются указанные группы полезных ископаемых. В этом отношении следует различать три вида серпентинизации: 1) автометаморфическую — безрудную, она проявляется во всех трех генетических группах ультраосновных интрузивов, но, как правило, в незначительной степени и в связи с ней не образуются змеевики и змеевиковые массивы; 2) аллометаморфическую фреатическую серпентинизацию, с ко-

торой связаны месторождения коры выветривания в змеевиковых массивах; 3) аллометаморфическую граносерпентинизацию, с которой связаны гидротермальные месторождения и месторождения коры выветривания. Последние два вида серпентинизации и связанные с ними полезные ископаемые развиваются только в гипермагбазитах, при описании которых будет уделено внимание и типам серпентинизации.

Перейдем к более детальному рассмотрению геологических, петрологических и геохимических особенностей перечисленных естественных групп ультраосновных горных пород и связанных с ними полезных ископаемых.

ГИПЕРМАГБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Среди ультраосновных горных пород представители этой группы пространственно и количественно пользуются широким распространением. Они образовались в результате кристаллизации магмы, являющейся производным симатического слоя глубин Земли. Чтобы проникнуть в земную кору, они должны были использовать особенно глубокие тектонические нарушения, охватывавшие не только толщу земной коры, но и сиалический слой. В результате еще недостаточно выясненных особенностей этих тектонических нарушений интрузивные производные сиалического слоя в виде кислой и основной магмы не проявили себя при внедрении гипермагбазитовой магмы. Предполагают, что в результате особенно глубоких прогибаний или опусканий земной коры сиалический слой оттеснялся в стороны от зоны тектонического нарушения и в него поступал материал непосредственно из слоя симы, преобразовавшийся на меньших глубинах в гипермагбазитовую магму. Обоснованием такого вывода являются следующие закономерности, вытекающие из совокупности геологических наблюдений.

1. Гипермагбазитовая формация горных пород выступает в зонах крупных геосинклиналей в виде вытянутых в одном направлении массивов, параллельных оси геосинклинали. Эти линзовидной формы массивы образуют прерывистую цепь, именуемую полосами (или поясами, что не правильно).

2. Длительный тектоно-магматический процесс начинается с внедрения гипермагбазитов и, как правило, не сопровождается другими интрузивными образованиями, как это происходит при внедрении основных и средних магм.

3. В тех крупных геосинклиналях, где выступают гипермагбазиты, они являются первыми, наиболее ранними интрузивными[1] образованиями и не связаны во времени и по вещественному составу взаимопереходами с последующими интрузивными образованиями. В общей форме эта закономерность получила следующую формулу: тектоно-магматический процесс начинается с внедрения более основной магмы и заканчивается внедрениями более кислых магм.

Типичными примерами развития гипермагбазитов являются такие крупные геосинклинали СССР, как Уральская, Саянская и Кавказская, а за пределами СССР — Ново-Зеландская, Ново-Южно-Уэльская, Центрально-Американская и др. Массивы гипермагбазитов сложены главным образом перидотитами. Отдельные геологи считают, что в некоторых массивах Урала пироксениты, вероятно, являются краевой илифацией, перидотиты — промежуточной, а дуниты — внутренней илифациями. Однако

[1] Речь идет только об интрузивах, а не вообще о магматических образованиях, т. е. об эффузивах.

принадлежность таких массивов к гипермагбазитовой формации неясна. В сущности говоря, эту группу следует называть перидотитовой формацией, так как она чаще сложена только перидотитами, с содержанием виртуального пироксена 5—20%. Здесь нет собственно дунита (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу) с содержанием 0—5% виртуального пироксена. В этой группе ультраосновных пород пока нет данных для выделения батосфации и катасфации. Среди перидотитов господствует гарцбургитовая илифация, но изредка встречаются лерцолитовая и верлитовая. Пироксенитовая илифация представлена маломощными редкими жилами и шлирами бронзититов. Еще реже, по периферии только некоторых массивов, встречается габбро. Возможно, такие массивы являются переходным, связующим звеном между гипермагбазитами и ультрафербазитами, т. е. производными пограничной полосы слоев сима и сиальма.

Перидотитовые массивы крайне бедны какими-либо ясно выраженными отклонениями по составу и структуре. Столь же ограниченными являются их контакты с вмещающими горными породами. Они выражены лишь в термоэффекте (спекание), и очень редко можно отметить какие-либо контактовые минералообразования. Проявлений дифференциации и образования жильной серии комагматических горных пород, сопровождающих интрузию, кроме редких бронзититов, также не отмечается.

Однообразный состав и структура гипермагбазитов, отсутствие контактового минералообразования и заметных изменений во вмещающих горных породах не позволяет высказать обоснованных суждений о глубине формирования гипермагбазитов и, следовательно, выделить батосфации массивов по условиям глубины их формирования.

Вероятно, в силу однообразия химического состава магмы, бедности ее летучими и легкоподвижными компонентами, она имеет такие физические свойства, которые обусловливают кристаллизацию магмы только в определенных узких пределах давления и температуры, т. е. только в небольшом интервале глубин, и, следовательно, гипермагбазиты могут иметь только одну фацию глубинности, без подразделений на абиссальную и другие батосфации. Наряду с указанным однообразием состава и структуры гипермагбазитов следует отметить также крайне редкие случаи сохранившейся кровли вмещающих горных пород. В качестве исключений встречаются маломощные обрывки этой кровли. Но по ним пока невозможно составить даже косвенное (по стратиграфическим данным) представление о глубине кристаллизации массивов. Можно высказать предположение, что глубина кристаллизации была незначительной, близкой к субэкструзивной батосфации, чем и объясняется отсутствие сохранившейся кровли интрузий даже на молодых, мезо-кайнозойских интрузивах, которая сравнительно быстро была эродирована (Асланян, 1955; Михайлов, 1960; Бок, 1956).

Геохимические и петрографические данные указывают на следующие определенные особенности гипермагбазитов.

1. По химическому составу для гипермагбазитов весьма характерно отношение суммы окислов железа к окиси магния в пределах от 1 : 8 до 1 : 12, т. е. резкое преобладание окиси магния над окислами железа, в отличие от других групп ультраосновных горных пород.

2. Полное отсутствие каких-либо минералообразований в экзоконтакте, связанных с выносом вещества из магм, указывает на бедность ее летучими и легкоподвижными компонентами.

3. Характерные химические элементы группы платины и железа не образуют существенных концентраций, так как в общем равномерно рассеяны в массе пород как изоморфные примеси или акцессорные минералы. Но для некоторых массивов характерны шлирообразные или жильные

скопления хромитов, образующие рудные тела. Как показало специальное петрохимическое исследование, перидотиты имеют в два раза большее содержание шпинелидов и хромшпинелидов по сравнению с дунитами. Несколько повышенное содержание для отдельных массивов летучих компонентов, и особенно серы и воды, обусловило некоторое проявление автометаморфической серпентинизации и содействовало обособлению хромитов в рудные тела на конечной стадии кристаллизации магмы.

4. Минералы группы сульфидов и арсенидов малохарактерны для горных пород гипермагбазитов, они не образуются ни при экзо- и эндоконтактных изменениях, ни при автометаморфических изменениях гипермагбазитов в сколько-нибудь заметных количествах, не говоря уже о концентрации их в виде рудных тел: в гипермагбазитах сульфиды встречаются как акцессорные минералы, образуя иногда шлировидные скопления.

5. Как показали петрохимические исследования, в этой группе нет дунитов, хотя они и описывались. В качестве таких дунитов ошибочно описывались более бедные пироксенами перидотиты ультрафербазитовой фации габбро-перидотитовой формации.

Для гипермагбазитов характерны магматогенные хромитовые месторождения, которые генетически связаны только с этой группой ультраосновных массивов. Столь же характерны для этой группы месторождения хризотил-асбеста, некоторых амфибол-асбестов и талька, связанные с процессами серпентинизации ультраосновных пород и их оталькованием. Змеевиковые массивы в условиях поверхностного выветривания разрушаются, и в продуктах их изменения образуются крупные месторождения силикатного никеля и природно-легированных железных руд коры выветривания. В связи с этим ниже будут подробнее рассмотрены процессы серпентинизации и озмеевикования.

Важнейшими агентами, в результате воздействия которых в определенных условиях температуры и давления происходят глубокие изменения ультраосновных горных пород, являются вода и углекислота. Наиболее широко развиты эти изменения в гипермагбазитах. Изменения, являющиеся результатом воздействия этих агентов на ультраосновные горные породы, проявляются не одновременно, а последовательно; сначала — связанные с водой, а позднее — с углекислотой. Вместе с последней принимают иногда, по-видимому, некоторое незначительное участие сернистые и углеродистые соединения.

В результате гидратизации оливина и пироксена массивы ультраосновных горных пород в той или иной степени серпентинизированы и часто нацело превращены в змеевики. Для серпентинизации больших массивов требуется громадное количество воды. Вопрос об источнике воды, необходимой для серпентинизации, давно привлекал внимание геологов. Были высказаны три предположения об источнике воды, необходимой для серпентинизации.

А. Серпентинизирующие воды представляют ювенильную составную часть ультраосновной магмы. Продукты кристаллизации магмы в результате реакции с летучими компонентами, главным образом с водой, при температуре около 600° вступают в соединения с образованием талька. По мере снижения температуры могут сосуществовать тальк, брусит и серпентин; последний при температуре около 400° полностью или почти полностью замещает первичные и промежуточные минералы. При этом допускается даже существование промежуточной серпентиновой магмы, это так называемая автометаморфическая серпентинизация.

Б. В областях крупных геосинклиналей выступают прерывистые полосы гипермагбазитов, массивы которых в значительной степени или нацело замещены змеевиками. Для таких случаев можно предполагать,

что навстречу поднимающейся магме по тектоническому нарушению проникла вода, спускающаяся из морского бассейна геосинклинали. Кроме того, опустившаяся часть земной коры геосинклинали в зоне тектонического нарушения была сложена осадочными породами, слагающими дно водного бассейна. Такие породы неизбежно были насыщены водой. Поднимающаяся гипермагбазитовая магма, вступая в соприкосновение с такими осадочными породами, вследствие охлаждения кристаллизовалась и жадно сорбировала содержащуюся в них воду. В такой обстановке, вероятно, летучие компоненты из магмы не выделяются во вмещающие горные породы, с образованием обширных ореолов минералообразования в экзоконтакте, как это наблюдается для районов гранитоидных интрузивов, а, наоборот, происходит приток из вмещающих пород воды и других легкоподвижных веществ в гипермагбазиты. Этим объясняется, в частности, проявление только термоэффекта (спекания) на контакте гипермагбазитов с вмещающими осадочно-метаморфическими горными породами без каких-либо минералообразований в экзоконтакте и проявлением обширной серпентинизации в зоне эндоконтакта. Уже давно отмечено, что с глубиной в гипермагбазитах ослабляется степень серпентинизации. Это объяснялось тем, что серпентин на больших глубинах, в условиях большого давления и температуры не может существовать. Изложенная гипотеза проще объясняет этот факт. Серпентинизация развивается в эндоконтакте в шапкообразной форме на гипермагбазитовом массиве, на сравнительно небольшой глубине и вызвана реакцией гипермагбазита с водой фреатического происхождения, в условиях понижающейся температуры от 600 до 400°, ниже которой серпентинизация резко снижается до полного ее прекращения при температуре около 350°. Это так называемая аллометаморфическая фреатическая серпентинизация (Бетехтин, 1937; Соболев, 1952).

В. Вода, необходимая для серпентинизации, поступает из позднейших гранитоидных интрузий. Подтверждением этому служат часто наблюдаемые апофизы и дайки гранитоидов, внедряющиеся и секущие массивы ультраосновных горных пород. Вокруг таких апофиз и даек всегда наблюдаются особенно интенсивные проявления серпентинизации, с образованием на внешней стороне экзоконтакта широкой зоны хризотиловых змеевиков. Эти последние по мере приближения к апофизе гранитоида последовательно сменяются: 1) антигоритовыми змеевиками, 2) оталькованными змеевиками, 3) оталькованными и карбонатизированными змеевиками, 4) тальково-карбонатными породами; 5) кварцево-карбонатными породами — лиственитами; 6) кварцево-хлоритовыми, 7) хлоритово-биотитовыми и 8) биотитово-амфиболовыми неширокими зонами, залегающими на контакте с гранитоидом и являющимися его зальбандами. При этом в породах 1—4 зоны сохраняется реликтовая, характерная петельчатая микротекстура хризотиловых змеевиков, которая наблюдается в виде сохранившихся петель мелких зерен рудных минералов (гематит). В них также сохраняются и акцессорные минералы ультраосновных горных пород — хромшпинелиды, пикотит и магнетит. Это так называемая аллометаморфическая граносерпентинизация (Татаринов, 1948_1, Соболев, 1952; Еремеев, Меренков, Петров, Соколова, 1959 и др.).

Рассматривая все три гипотезы серпентинизации ультраосновных горных пород, следует признать, что гипотеза только ювенильного происхождения воды маловероятна. При гравитационной дифференциации вещества, неизбежно и постоянно происходящей в глубинах Земли, количество водорода должно быть крайне ограниченным даже в нижних горизонтах земной коры. Еще меньше его должно быть в слое сиаля, при полном отсутствии водорода в глубинах Земли, на что достаточно ясно

указывают данные по каменным метеоритам. Следовательно, первую гипотезу серпентинизации под действием ювенильной воды следует считать противоречащей данным геофизики и метеоритики.

Таким образом, по мнению автора, автометаморфический способ серпентинизации гипермагбазитов под влиянием ювенильной воды, содержавшейся в симатическом слое, с образованием змеевиковых массивов, в широких масштабах исключается. Незначительно развита автометаморфическая серпентинизация в гипермагбазитах, ультрафербазитах и ультраальбазитах; в связи с ней не образуется каких-либо полезных ископаемых. Аллометаморфическая серпентинизация может быть двух видов.

А. Фреатическая серпентинизация, которая развивается только в гипермагбазитах, так как во время внедрения магм ультрафербазитовой и ультраальбазитовой формации ультраосновные компоненты еще не отщепились и потому не могли реагировать с фреатической водой. Кроме того, ультраальбазиты внедрялись в условиях платформ, когда фреатической воды вообще могло не быть. Серпентинизация и превращение гипермагбазитов в змеевиковые массивы подготавливали их к формированию месторождений силикатного никеля и природно легированных железных руд в условиях коры выветривания, но в связи с ней не образовывались гидротермальные месторождения.

Б. Граносерпентинизация развивается только в гипермагбазитах, так как фреатическая серпентинизация способствовала разрывным нарушениям в ультраосновных массивах и внедрению в них гранитоидных апофиз. В связи с гидротермальной деятельностью гранитоидов образовывались месторождения хризотил-асбеста и амфибол-асбестов; при этом в эманациях гранитоидов содержались компоненты, игравшие роль катализаторов при образовании асбеста.

В процессе граносерпентинизации развиваются также оталькование и карбонатизация змеевиков, с образованием на их месте тальково-карбонатных пород, в возникновении которых принимали участие сернистые соединения, приведшие к образованию сульфидных минералов. Изучение районов с развитием этого типа серпентинизации показало, что антигоритовые змеевики развиваются путем перекристаллизации хризотиловых змеевиков в зоне с температурой выше 400°. Эта зона является переходной к зоне оталькования, карбонатизации и лиственитизации. В связи с указанными процессами образуются месторождения талька и магнезита. Наблюдения показывают, что граносерпентинизация является не одноактным процессом, а прерывистым, затухающим и снова возобновляющимся. Это указывает на возможность проявления в пределах одного массива как фреатической серпентинизации, так и наложившихся позднее процессов граносерпентинизации. Последняя отмечается в случае, если в районе данного массива позднее произошло внедрение магмы, сформировавшей интрузии гранитоидного типа. При этом в некоторых районах установлены две фазы граносерпентинизации, связанные с двумя разновозрастными интрузиями гранитоидов. В СССР гипермагбазиты развиты почти во всех горных районах. Они представлены, как правило, вытянутыми в одном направлении массивами длиной от сотен метров до 100 *км* и более. При этом нельзя считать, что выявлены уже все массивы даже в таких районах, как, например, Урал, где на восточном склоне Южного Урала почти ежегодно открываются новые, нередко крупные, массивы со столь же крупными месторождениями полезных ископаемых в них. Подавляющее большинство массивов изучено еще очень слабо, даже в отношении полезных ископаемых. В этом отношении геологам СССР предстоит провести очень крупные работы. Ниже дается краткая характеристика главнейших районов развития гипермагбазитов в СССР.

На Украине (Ершов, 1960) развиты гипермагбазиты архейского возраста. Они представлены сравнительно небольшими массивами с рудопроявлениями хрома и никеля. В Побужье выявлено пять массивов с рудопроявлениями никеля, железо-никелевых руд и тальково-магнезитового камня; в Приднепровье — Криворожье выявлено более десяти массивов, с которыми связаны рудопроявления хрома и никеля.

На Кавказе (Соболев, 1952) выявлено около ста массивов и выходов ультраосновных пород карбонового возраста с размерами в 10 *м* в поперечнике до десятков километров. Они развиты как на южном, так и главным образом на северном склоне центральной и северо-западной части Кавказа. С ними связаны железорудное месторождение природно легированных руд, месторождения хромита, хризотил-асбеста и амфибол-асбестов, талька и магнезита.

В Закавказье (Бетехтин, 1937; Асланян, 1955; Абдуллаев, 1958) выявлено до 150 мелких выходов и сравнительно крупных массивов мезозойского возраста; с некоторыми из них связаны месторождения хромита, магнезита и асбеста.

На Урале выделяются до семи разновозрастных групп гипермагбазитов. Наиболее древние из них протерозойские и среднеордовикские — алмазоносные, на границе ордовика и силура — хромитоносные. Они приурочены к западному склону Урала и представлены сравнительно мелкими и редкими телами, выявленными в десяти районах. Из них на Южном Урале лишь массив Крака выделяется в качестве очень крупного (Москалева, 1959; Смирнов, Кухаренко, 1960). Гипермагбазиты нижнедевонского возраста (Б. А. Кузнецов, 1958; Сергиевский, 1960) расположены в осевой части Урала; они являются хромито- и асбестоносными. Здесь насчитывается до 18 крупных массивов. На восточном склоне Урала карбоновые гипермагбазитовые массивы некоторыми исследователями (Романов, 1958) подразделяются на нижнекарбоновые — 18 массивов, среднекарбоновые — 22 массива и верхнекарбоновые — 16 массивов. Эти три группы массивов являются хромито- и асбестоносными.

В Центральном Казахстане выявлено несколько десятков сравнительно мелких массивов гипермагбазитов каледонского возрста (Бок, 1956; Ляпичев, 1956; Михайлов, 1958). С некоторыми из них связаны месторождения силикатного никеля.

На Памире и Тянь-Шане известно несколько сравнительно мелких массивов гипермагбазитов карбонового возраста, с которыми связаны хромитовые, никелевые и асбестовые рудопроявления (Висьневский, 1958).

На Алтае и в Горной Шории выявлены многочисленные, сравнительно мелкие массивы гипермагбазитов протерозойского и кембрийского возраста (Гурьянова, 1959), с которыми связаны асбестопроявления.

В Саяне, Салаире и Кузнецком Ала-Тау обнаружены многочисленные крупные и мелкие массивы гипермагбазитов кембрийского возраста (Соболев, 1934, 1940; Пинус, Кузнецов, 1959), с которыми связаны многочисленные и иногда крупные месторождения хризотил-асбеста.

На Камчатке, Сахалине и Чукотке установлены две возрастные группы гипермагбазитов: а) верхнепалеозойская — хромитоносная и б) мезозойская (меловая) хромито- и асбестоносная. Они представлены мелкими, изредка крупными массивами (Богидаева, Матвеенко, $1960_{1,2}$; Святловский, 1960).

Сравнительно редкие и мелкие массивы гипермагбазитов протерозойского возраста известны также на Сибирской платформе (Ляхович, 1955) и в Забайкалье (Деньгин, 1932; Лучицкий, 1938), которые изучены еще очень слабо. С одним из них связано месторождение хризотил-асбеста.

УЛЬТРАФЕРБАЗИТОВАЯ ФАЦИЯ

Горные породы этой группы образуются в результате кристаллизации дифференциационных отщеплений магмы габбро-перидотитовой формации и являются ее фациями. Они образовались за счет магмы, являющейся производным слоя сиальма.

Следует оговориться, что название габбро-перидотитовая формация является условным. Ее правильнее было бы называть дунито-пироксенито-габбровой, так как перидотитов фактически здесь нет и резко преобладает габбро, на что указывают и сами исследователи этой формации (Падалка, 1937), но называют ее почему-то габбро-перидотитовой.

Образование и внедрение габбро-перидотитовой магмы в земную кору не связаны с особенно глубокими тектоническими подкоровыми нарушениями. Эта магма могла внедряться после гипермагбазитов в результате некоторого выравнивания тектонических нарушений. В этом случае слой сиальма, из которого образуется магма габбро-перидотитовой формации, мог войти в соприкосновение с зоной тектонического нарушения и по ней внедриться в земную кору. Это внедрение является следствием первого этапа восстановления гравитационного равновесия. Магма этой формации в процессе ее внедрения в земную кору содержала материал ультрафербазитовых фаций, который еще не имел индивидуализированных качеств и свойств. Как правило, уже в камере интрузии в результате сложных дифференциационных процессов ультрафербазитовый расплав обособлялся в виде различной формы тел в одном или нескольких участках, приуроченных к ядру массивов. При кристаллизации этого расплава образовались ультрафербазитовые фации в интрузиве сложного состава. Пространственно эти фации тесно связаны с другими фациями горных пород интрузива типа габбро, анортозитов и др.

Типичными примерами ультрафербазитовой фации являются известные западная платиноносная габбро-перидотитовая формации Урала, Бушвельдский платиноносный массив в Африке (Трансвааль) и др.

Ультрафербазитовые фации габбро-перидотитовой формации слагают отдельные участки или несколько участков интрузивного геологического тела-плутона, чаще имеющего сравнительно сложное строение, в составе которого принимают участие различные фации вплоть до гранитоидных дериватов.

Ультрафербазитовые фации представлены дунитовыми и пироксенитовыми илифациями; при этом здесь различаются также и катасфации (сидеронитовая и др.). Как показало петрохимическое исследование, дунитовая илифация, слагающая ядро массивов, представляет собой резко обособленную почти мономинеральную породу с содержанием 0—5% виртуального пироксена и характеризуется почти в два раза меньшим содержанием шпинелидов и хромшпинелидов по сравнению с перидотитами. Пироксенитовая илифация, отделяющая дуниты от габбро в виде кайм, а также в виде шлировых и жильных обособлений, представлена диаллагитами и косьвитами. Важно также отметить, что полному озмеевикованию ультрафербазиты подвергаются очень редко, а змеевиковых массивов, образовавшихся за счет ультрафербазитов, по-видимому, вообще нет.

Количественное участие ультрафербазитов в составе интрузивного комплекса непостоянное, чаще подчиненное по сравнению с габбро. Это указывает, по-видимому, на разный исходный материал, за счет которого образовалась магма, т. е. на разную глубину слоя сиаля и его нижних горизонтов (сиальмы), а также, возможно, и на пограничную область слоев сиальмы и симы, за счет которых образовалась магма.

В соответствии со сложным строением такого типа плутонов, в отличие от гипермагбазитовой формации, здесь имеется большее разнообразие контактовых новообразований, выделить из которых новообразования, связанные с ультрафербазитовыми илифациями, затруднительно. Во всяком случае жильные, дайковые породы типа дунитов и пироксенитов достаточно ясно выступают как образования более поздние, залегающие в пределах интрузивного тела и секущие слагающие его горные породы, в том числе и породы ультрафербазитовой фации. Наличие таких даек и контактовых новообразований указывает на сложный процесс формирования интрузива и участие в нем летучих компонентов. Проявления разных количественных соотношений между фациями интрузивов, наличие разнообразных дайковых образований и разнообразных экзо- и эндоконтактных изменений дают основание считать, что такие интрузивы кристаллизовались в земной коре на различной глубине. Однако данных для сопоставлений по признаку глубины формирования интрузивов еще недостаточно.

Геохимические и петрохимические данные показывают, что в распределении и концентрации отдельных химических элементов наблюдаются существенные различия по сравнению с гипермагбазитами. Эти различия обусловлены явным, заметным участием летучих компонентов в составе магмы, что выразилось как в развитии экзо- и эндоконтактовых новообразований, так и автометаморфических изменений в ультрафербазитовых фациях. Они состоят в следующем.

1. По химическому составу для ультрафербазитов весьма характерно отношение суммы окислов железа и окиси магния в пределах от 1 : 4 до 1 : 7, т. е. они содержат почти в два раза больше окислов железа по сравнению с гипермагбазитами.

2. Наличие контактовых минералообразований, связанных с выносом вещества из магмы, указывает на заметное участие в составе магмы летучих и легкоподвижных компонентов.

3. Характерные химические элементы групп платины и железа образуют сложные химические соединения с летучими и легкоподвижными компонентами. Благодаря этому они в той или иной степени обособлялись и концентрировались как в процессе кристаллизации ультрафербазитовых фаций, так и после нее. После кристаллизации магмы соединения некоторых химических элементов с летучими компонентами распадались с образованием эндогенных рудных тел. Выделившиеся летучие компоненты производили автометаморфические изменения около рудных тел в горных породах ультрафербазитовых тел, серпентинизируя и хлоритизируя их и образуя так называемые «серпентиновые рубашки» на рудных телах.

4. Минералы группы сульфидов и арсенидов в том или ином количестве часто встречаются и указывают на заметное содержание серы и мышьяка в составе летучих компонентов. В связи с ультрафербазитами или всей габбро-перидотитовой формацией известны месторождения сульфидных руд никеля и медно-титаномагнетитовых руд. Как уже отмечалось, с ультрафербазитами связаны крупнейшие месторождения платины.

В СССР ультрафербазиты развиты во многих районах, но изучены за отдельными исключениями еще очень слабо.

На Кольском полуострове (Елисеев, 1960) выявлены три возрастные группы ультрафербазитов: а) верхнеархейского возраста, с которыми связаны промышленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд; б) нижнепротерозойского возраста; в) верхнепротерозойского возраста, с которыми связаны известные месторождения сульфидного медно-никелевого оруденения Мончи, Печенги и др., где оруденение располагается

внутри ультраосновных пород в виде вкрапленных, гнездовых и жильных — сплошных руд. Оруденение формировалось в гидротермальных условиях за счет остаточных гидротермальных растворов.

На Украине выявлены ультрафербазиты двух возрастных групп: а) архейские в Западном Приазовье (Усенко, 1959, 1960) залегают среди мигматитов в виде согласных пластообразных тел; б) варисские в Приднепровье (Ершов, 1960) представлены дайками мощностью до 400 *м*, а длиной до 20 *км*. На них развита мощная кора выветривания с богатыми месторождениями силикатного никеля.

В Центральном Кавказе выявлены ультрафербазиты нижнепалеозойского возраста (Соболев, 1952), представленные небольшими массивами и выходами, в связи с которыми пока не выявлено каких-либо полезных ископаемых.

На Урале широко известна платиноносная габбро-перидотитовая формация верхнесилурийского возраста (Бутырин, 1958; Молдаванцев, 1960; Штейнберг, 1960; Пронин, 1960). Ультрафербазиты этой формации слагают на Урале до двадцати крупнейших массивов. Не все они изучены с необходимой полнотой и, несомненно, в связи с ними будут выявлены, кроме платины, другие полезные ископаемые. Все эти массивы должны являться объектами для поисковых работ, в первую очередь на сульфидное медно-никелевое оруденение.

В Центральном Казахстане выявлены многочисленные массивы варисского возраста разных размеров (Михайлов, 1958), которые еще не изучены с необходимой полнотой. Несомненно, в связи с ними будут выявлены полезные ископаемые.

Сравнительно мелкие и редкие массивы ультрафербазитов обнаружены на Памире и Тянь-Шане — девонского возраста (Висьневский, 1958); на Алтае и в Горной Шории — нижне- или среднепалеозойские (Гурьянов, 1959); в Туве — варисского возраста (Кен, Шапошников, 1959); на Дальнем Востоке — кембрийские и мезозойские (Беляевский, 1955); на Камчатке и Чукотке — мезозойского возраста (Богидаева, Матвеенко, $1960_{1,2}$). Во всех перечисленных районах выявленные массивы еще не изучены с необходимой полнотой, в связи с ними также будут выявлены полезные ископаемые.

УЛЬТРААЛЬБАЗИТОВАЯ ФАЦИЯ

Как и горные породы ультрафербазитовой фации, породы ультраальбазитовой фации образуются в результате дифференциации магмы, но образуются они в формации ультращелочно-основного состава. Продукты этой дифференциации от дунитов до пироксенитов слагают сложные плутоны центрального типа, состоящие из конических и кольцевых интрузий, занимая в одних случаях центральные части плутонов, а в других — периферийные, и тесно связаны взаимопереходами от типичных оливинитов-дунитов через пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты и уртиты до нефелинитов.

Ультраальбазитовая фация представлена дунитовыми и пироксенитовыми илифациями с характерными для них особенностями. 1. Дунитовая илифация сложена породами, в которых виртуальный пироксен составляет (0—5%), а количество шпинелидов и хромшпинелидов в два раза меньше по сравнению с гипермагбазитами, т. е. дунитовая илифация аналогична ультрафербазитовой. 2. Пироксенитовая илифация представлена вебстеритами, что резко отличает ультраосновные породы ультраальбазитов от гипермагбазитов и ультрафербазитов. Как и ультрафербазиты, ультраальбазиты очень редко подвергаются полному озмеевикованию, а змееви-

ковых массивов, образовавшихся за счет ультраальбазитов, по-видимому, вообще нет.

Плутоны указанного фациального состава большей частью относятся к типу центральных, конических и кольцевых интрузий. Механизм внедрения магмы такого типа плутонов детально изучен в районах Шотландии, где внедрение магмы связывается с возникновением во вмещающих горных породах кальдер опускания. Вопрос об условиях формирования такого типа плутонов, а также вопросы образования магмы за счет слоя сиальмы остаются во многом еще неясными и требуют дальнейших исследований. Сравнительно редкий тип магматического очага, в котором сочетаются проявления магм ультраосновного, ультращелочного и часто карбонатитового состава, связан, по-видимому, с какими-то особыми условиями, которые могут быть выяснены лишь в процессе дальнейшего исследования.

Типичными районами распространения такого типа плутонов являются Скандинавский и Кольский полуострова, Саянский хребет, Сибирская платформа, Алдан, а за пределами СССР — юго-восточная Африка и Северная Америка. Геохимические и петрохимические особенности ультраальбазитовых фаций плутонов требуют также дальнейших выяснений.

Соотношение суммы окислов железа к окиси магния такое же, как и у ультрафербазитов, т. е. 1 : 4—1 : 7, что является косвенным указанием на одинаковую глубину исходного материала, за счет которого образовались ультраальбазиты, т. е. за счет слоя сиальмы глубин Земли. По наличию летучих компонентов и их роли в процессах эндо- и экзоконтактных и автометаморфических изменений такие плутоны имеют черты сходства и различия с ультрафербазитовыми фациями. Сходство состоит в заметном участии летучих компонентов в составе магмы и более существенном участии сульфидных и арсенидных соединений. Различие состоит в том, что в ультраальбазитах пока не установлено заметных концентраций платины и хрома при заметной или даже существенной концентрации сульфидов никеля, меди и редких элементов.

Как следует из изложенного выше, ультраальбазиты резко отличаются от гипермагбазитов в геохимическом отношении, а от ультрафербазитов — по ассоциации с нефелинсодержащими фациями горных пород, слагающих такого типа плутоны.

С ультраальбазитами генетически связаны крупные магматогенные железорудные, а также редкометальные месторождения. Ультраальбазитовые интрузии почти всегда сопровождаются внедрениями карбонатитов с характерным для них комплексом редкометального оруденения. В одном из интрузивов в последние годы выявлено крупное гидротермальное месторождение вермикулита. Все районы развития ультраальбазитов перспективны для поисков указанных полезных ископаемых.

В СССР ультраальбазиты развиты на Кольском полуострове (Семенов, Шуба, 1959; Волотовская, 1960; Елисеев, 1960). Здесь выявлены две возрастные группы ультраальбазитов: а) посткарельские — Гремяха-Вермес и другие массивы сложного многофазного формирования; б) палеозойские — Африканда, Озерная и Лесная Варака, Большой Ковдорский и др. Это интрузии центрального типа, формирование которых происходило в направлении оливиниты-перидотиты — пироксениты — якупирангиты — мельтейгиты — ийолиты — уриты — нефелиновые сиениты. С ними связано железорудное и титаномагнетитово-перовскитовое оруденение. С этими интрузиями связано формирование мелилититов и карбонатитов с характерным для последних редкометальным оруденением, а также крупное месторождение вермикулита.

Таблица 1

Типы серпентинизации в различных генетических группах ультраосновных пород и связанные с ними полезные ископаемые

Серпентинизация и полезные ископаемые	Гипермагбазиты	Ультраферба-зиты	Ультраальба-зиты
Автометаморфическая	+	+	+
Аллофреатическая	+	?	
Аллогранитоидная	+		
Магматические			
Хром	+		
Платина		+	
Никель		+	
Медь		+	
Железо			+
Гидротермальные			
Хризотил-асбест	+		
Антофиллит-асбест	+		
Режикит-асбест	+		
Тальк	+		
Магнезит	+		
Алмаз	+		
Вермикулит			+
Коры выветривания			
Никель (+ кобальт)	+		
Железо (+ хром, никель)	+		

Массивы ультраальбазитов мезозойского возраста выявлены на Сибирской платформе (Бутакова, 1959; Иванов, Пирожников, 1959; Шейнманн, 1959): мезозойского возраста — на Алдане (Билибин, 1941; Моралев, 1959; Андреев, 1960); каледонского возраста — на Саяне (Лавренев, 1960; Пожарицкая, 1960; Конев, 1960_1). Все они являются интрузиями центрального типа и большинство из них сопровождается карбонатитами с характерным для них редкометальным оруденением.

Несомненно, что интрузивы подобного типа будут выявляться в дальнейшем как в Сибири, так и на Дальнем Востоке.

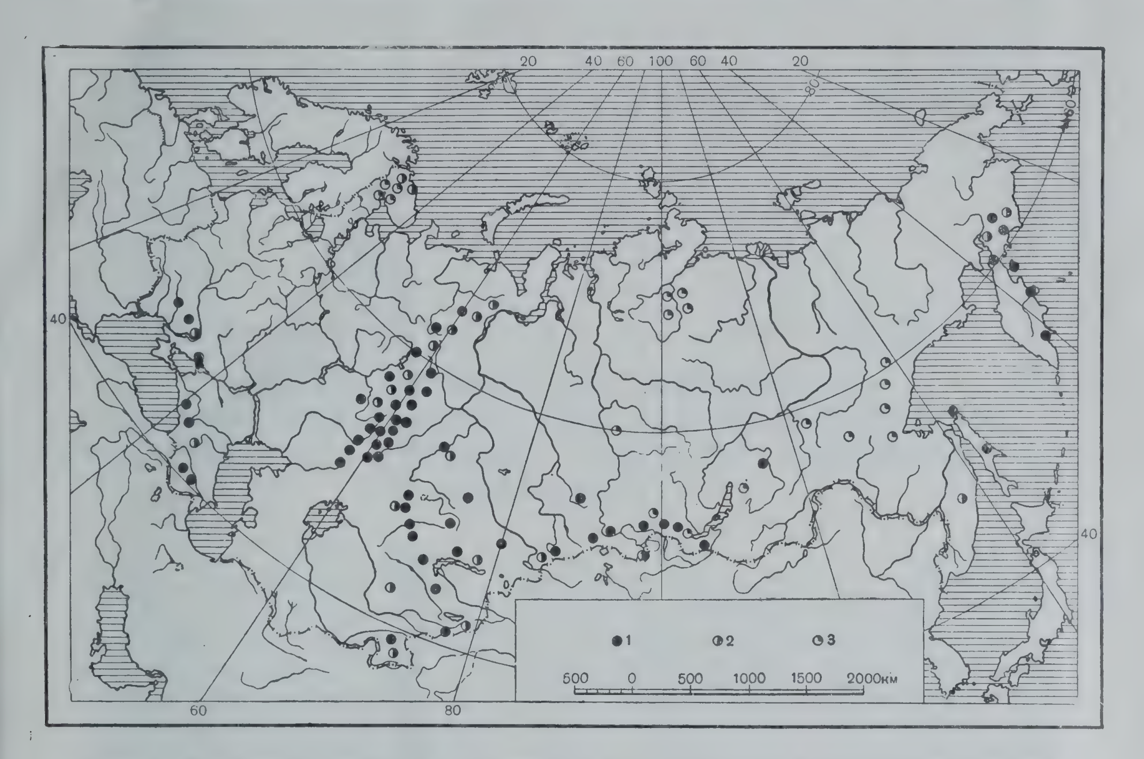
ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Генетические группы ультраосновных горных пород, проявления в них типов серпентинизации и полезные ископаемые, генетически связанные с каждой из формаций, показаны в табл. 1. Районы развития формаций ультраосновных пород показаны на фиг. 1 и в табл. 2. Для большинства интрузивов показано время их формирования и полезные ископаемые, генетически связанные с ними. Из этих таблиц видно, в каких районах можно ожидать обнаружения соответствующих полезных иско-

Таблица 2

Распространение ультраосновных пород различных генетических типов на территории СССР

Район развития ультраосновных интрузий	Гипермагбазиты		Ультрафербазиты		Ультраальбазиты	
	возраст	полезные ископаемые	возраст	полезные ископаемые	возраст	полезные ископаемые
Кольский полуостров	—	—	Архей	Cu, Ni	Протерозой	Fe, редкие элементы
	—	—	Протерозой	Cu, Ni	Палеозой	Вермикулит
Украинский щит	Архей	Cr, Ni	Герцинский	Ni		
Кавказ	Карбон	Fe, Cr, Ni Асбест	Нижний палеозой	—	—	—
Закавказье	Мел	Cr, асбест, магнезит		—	—	—
Западный склон Урала	Протерозой	—	Верхний силур	Pt	—	—
	Средний ордовик	Алмазы	—	—	—	—
	Верхний ордовик—нижний карбон	Cr, Cu, Ni	—	—	—	—
Восточный склон Урала	Нижний девон	Cr, асбест	—	—	—	—
	Нижний карбон	Cr, асбест	—	—	—	—
	Средний карбон	Cr, асбест	—	—	—	—
	Верхний карбон	Cr, асбест	—	—	—	—
Центральный Казахстан	Каледонский	Ni	Герцинский	?	—	—
Памир и Тянь-Шань	Карбон	Cr, Ni	Девон	?	—	—
Алтай, Горная Шория	Протерозой	Асбест	Ордовик-силур	?	—	—
Салаир, Кузнецкий Алатау	Кембрий	?	—	—	—	—
Западный Саян и Тува	Кембрий	Асбест	Карбон	?	—	—
Восточный Саян, Хамар-Дабан	Кембрий	Асбест	—	—	Каледонский	Редкие элементы
Сибирская платформа	Протерозой	Асбест	—	—	Мезозой	Редкие элементы
Алдан	—	—	—	—	Мезозой	Редкие элементы
Дальний Восток	—	—	Кембрий	Асбест, Тальк	—	—
	—	—	Мезозой	?	—	—
Камчатка, Чукотка	Верхний палеозой	Cr	Мезозой	?	—	—
	Мел	Cr, асбест	—	—	—	—



Фиг. 1. Размещение наиболее значительных ультраосновных массивов трех главных генетических типов на территории СССР.

1 — гипермагбазиты; *2* — ультрафербазиты; *3* — ультраальбазиты

паемых и соответственно этому направлять поисковые работы. Нами рассмотрены три генетические группы ультраосновных массивов, но возможно, что имеются и другие генетические группы. В этом отношении массивы Мончи и Печенги на Кольском полуострове резко отличаются от основных и ультраосновных интрузий по своему метаморфизму и гидротермальному процессу. В этом отношении, как отмечает Н. А. Елисеев (1960), эти массивы сходны с кислыми интрузиями. И. И. Бок (1945) считает, что некоторые змеевики, возможно, являются паразмеевиками. Н. П. Михайлов (1958) указывает, что некоторые ультраосновные породы, возможно, образуются в результате гибридизации. Автором (Соболев, 1952) отмечалась возможность образования некоторых змеевиковых тел в результате метаморфизма оливиновых песчаников, типа аркозовых. Однако подобные горные породы не пользуются широким распространением и за отдельными исключениями в связи с ними не выявлены полезные ископаемые, поэтому мы ограничились рассмотрением трех генетических групп ультраосновных пород.

Рассмотренные закономерности формирования и размещения различных генетических типов ультраосновных пород отражают первый этап исследований подобного направления. Уже выявленные соотношения формаций и фаций ультраосновных пород с полезными ископаемыми позволяют надеяться, что по мере дальнейшего расширения наших знаний в этой области дело прогнозирования полезных ископаемых, связанных с ультраосновными породами, приобретает надежную научную основу.

Всесоюзный институт минерального сырья

И. М. Волохов, Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

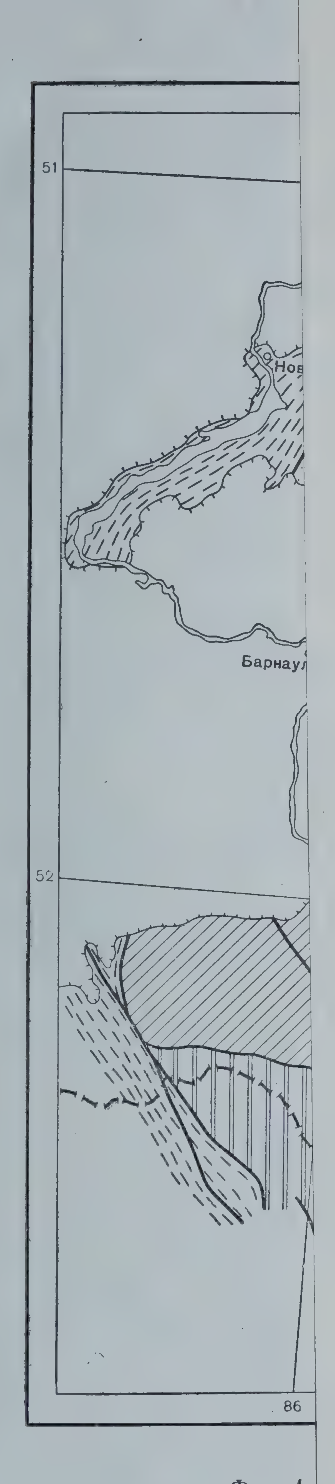
Комплекс магнезиальных силикатных полезных ископаемых обычно генетически и парагенетически связан с геологическими комплексами, в состав которых выходят горные породы, отличающиеся высоким содержанием магнезии. Анализ геологического строения Алтае-Саянской области показывает, что в ее пределах такие комплексы представлены широко распространенной гипербазитовой интрузивной формацией кембрийского возраста и древней синийской, частично нижнекембрийской существенно карбонатной формацией, входящей в состав нижнего структурного этажа Алтае-Саянской складчатой области.

Однако, как известно, для концентрации ряда магнезиальных полезных ископаемых гидротермального генезиса наличие горных пород с повышенным содержанием магнезии представляет необходимое, но недостаточное условие. Как показывает опыт работы в Алтае-Саянской области, возможная концентрация магнезиальных полезных ископаемых определяется следующими факторами: наличием среди полей распространения отмеченных выше геологических формаций более молодых кислых интрузий преимущественно гранитоидного состава, а также благоприятной для возникновения магнезиальных полезных ископаемых термодинамической обстановкой.

Таким образом, наиболее благоприятными условиями, в которых возможна концентрация высокомагнезиальных силикатных полезных ископаемых в пределах Алтае-Саянской области, будут: 1) наличие ультраосновных массивов гипербазитовой интрузивной формации; 2) присутствие полей магнийсодержащих карбонатных отложений; 3) действие гидротермальных растворов авто- и аллометаморфического происхождения. Попытаемся с этих позиций выявить некоторые закономерности распространения интересующих нас геологических формаций.

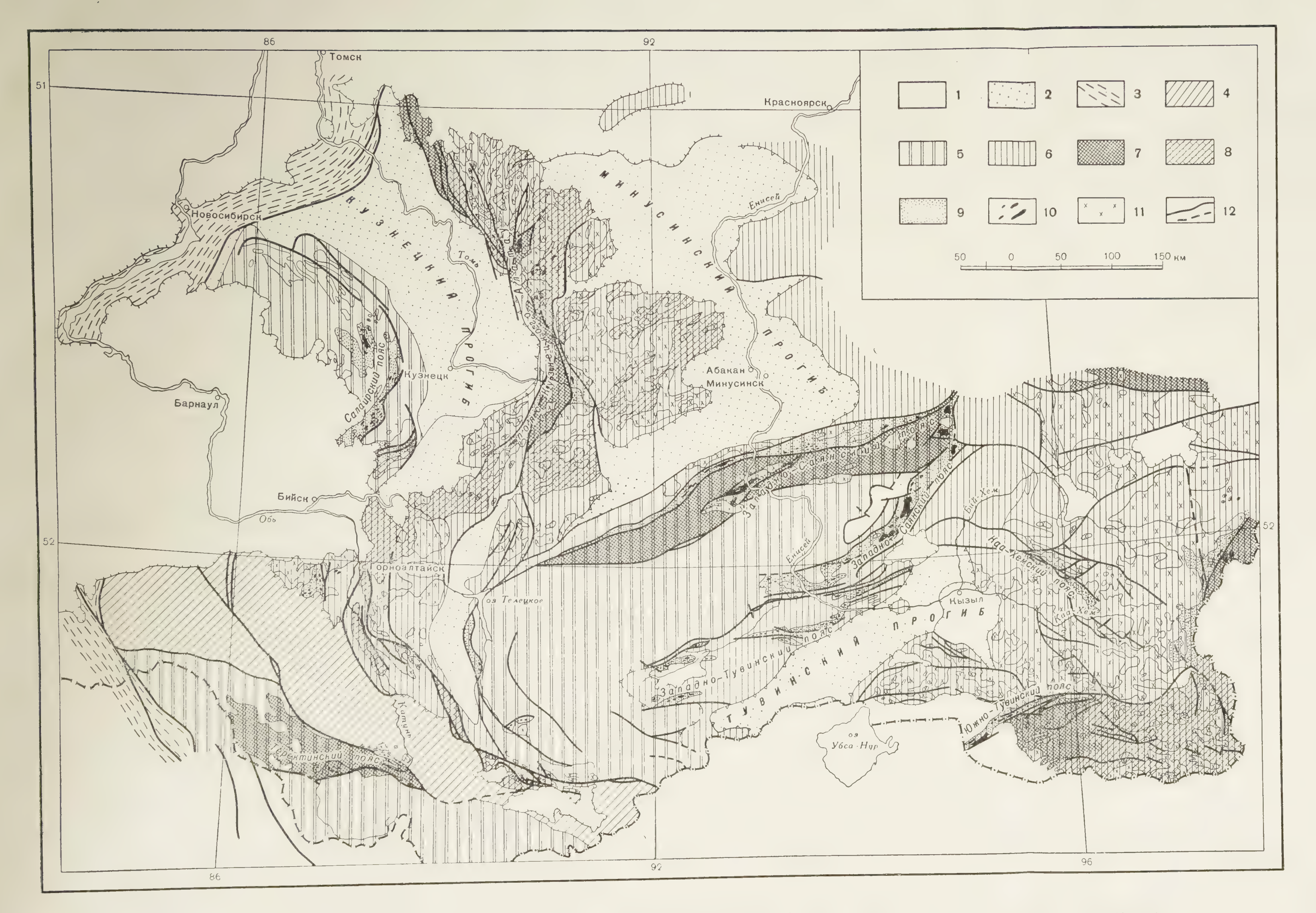
РАЗМЕЩЕНИЕ БЛАГОПРИЯТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Работами последних лет на территории Алтае-Саянской области выявлено свыше 330 гипербазитовых массивов и мелких линз серпентинитов, производных гипербазитовой интрузивной формации. В совокупности эти интрузивные тела образуют Алтае-Саянскую гипербазитовую провинцию, состоящую из серии гипербазитовых поясов, прослеживающихся на сотни километров.



Фиг. 1.

1 — салаирские
3 — каледонско-
ры; *5* — герцин
7 — докембрийс



Фиг. 1. Схема размещения геологических формаций Алтае-Саянской складчатой области, перспективных на магнезиально-силикатные полезные ископаемые

1 — салаирские складчатые структуры; *2* — каледонские складчатые структуры; *3* — каледонско-герцинская складчатая зона; *4* — герцинские складчатые структуры; *5* — герцинские краевые и межгорные прогибы; *6* — кайнозойские прогибы; *7* — докембрийские метаморфические толщи; *8* — существенно карбонатные толщи синия — нижнего кембрия; *9* — зеленокаменные эффузивно-осадочные толщи нижнего кембрия; *10* — гипербазитовые интрузии; *11* — прочие интрузии, прорывающие геологические формации, перспективные на магнезиально-силикатные полезные ископаемые; *12* — основные тектонические нарушения

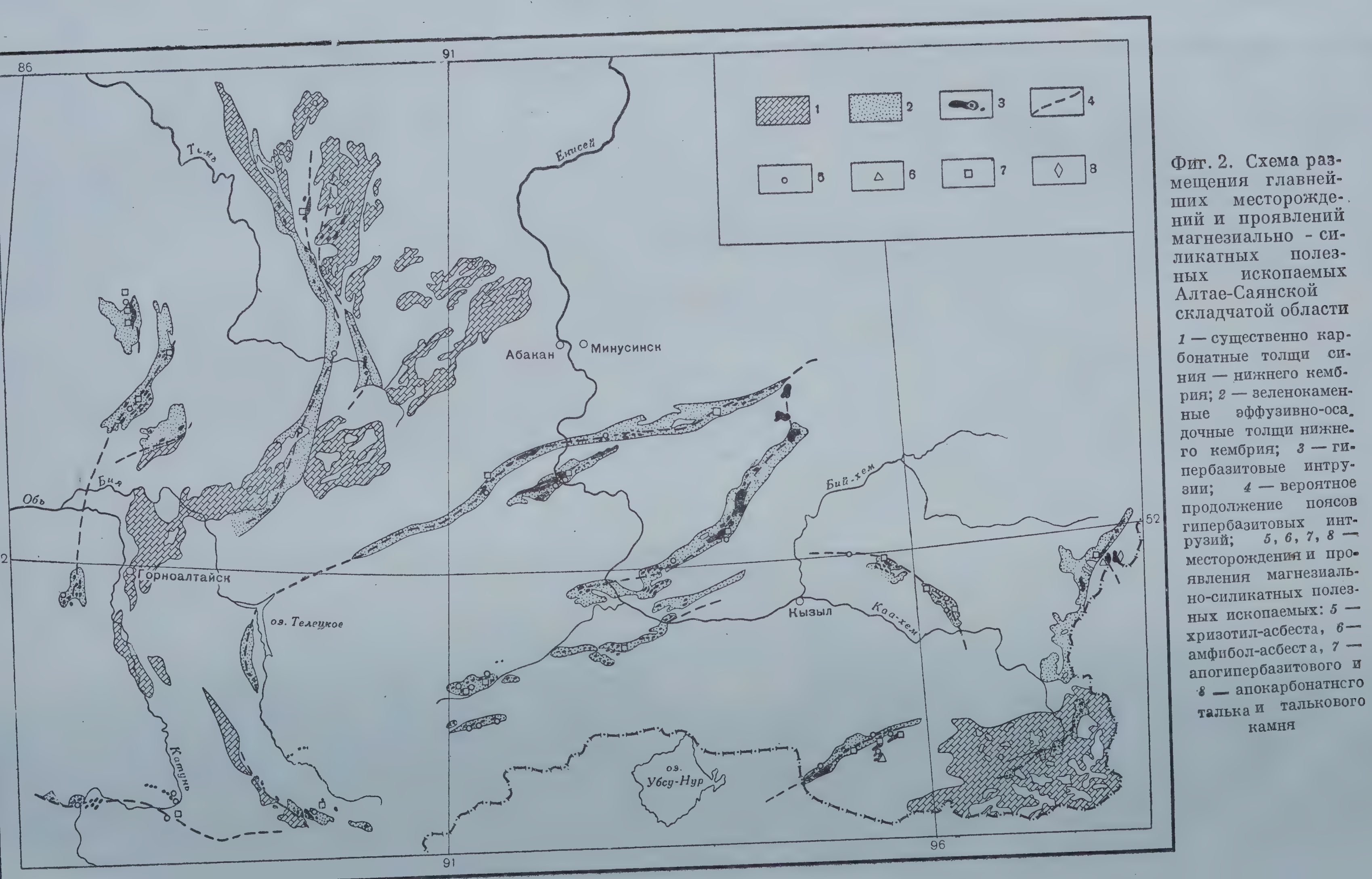
Гипербазитовые пояса известны во всех пяти регионах Алтае-Саянской области. В их числе выделяются Восточно-Тувинский, Южно-Тувинский, Каахемский, Западно-Тувинский, Западно-Саянский, Кузнецко-Алатаусский, Салаирский, Курайский и Теректинский пояса. Устанавливается отчетливая пространственная приуроченность гипербазитов к наиболее древним, раннекаледонским (салаирским) складчатым структурам Тувы и Кузнецкого Алатау, а также к каледонской складчатой зоне Западного Саяна. Именно в этих районах сосредоточена основная масса гипербазитовых массивов и располагаются наиболее крупные и четко выраженные гипербазитовые пояса. Значительно менее распространены гипербазиты в каледонских складчатых структурах Салаира и Алтая, расположенных в западных районах области, и полностью отсутствуют они в варисских структурах Алтая, Колывань-Томской зоне, а также в варисских прогибах Кузбасса, Минусы, Тувы и др. Интрузии гипербазитов особенно полно проявились в тех складчатых структурах, где на поверхность наиболее широко выступают древние докембрийские и особенно кембрийские толщи. В отложения, более молодые, чем кембрийские, гипербазиты не проникают. Этим и определяется древний кембрийский возраст гипербазитовой формации Алтае-Саянской области.

Подавляющее большинство гипербазитовых массивов располагается в кембрийских толщах и лишь немногие из них залегают в метаморфических породах протерозоя. Кембрийские отложения, вмещающие гипербазиты, во всех районах представлены характерной осадочно-вулканогенной свитой, эффузивные члены которой могут рассматриваться как эквиваленты спилитово-кератофировой формации. Эта формация в Алтае-Саянской области слагает нижние части разрезов кембрия. В более высоких стратиграфических свитах кембрия гипербазиты не встречаются. Однако следует иметь в виду, что и в пределах вулканогенного кембрия гипербазиты встречаются не повсеместно. Наиболее отчетливо локализуются гипербазитовые массивы вдоль зон глубинных разломов, приуроченных главным образом к зонам флексурных перегибов от геосинклинального прогиба к геоантиклинальному поднятию во внутренних частях геосинклинали или к области сочленения геосинклинальных зон с выступами докембрийского фундамента срединных масс. Таковы кратко закономерности размещения гипербазитовой формации в Алтае-Саянской складчатой области.

Ультраосновные породы, слагающие гипербазитовые массивы, отличаются высокомагнезиальным составом. Наиболее распространенные петрографические разновидности — гарцбургиты — содержат 38—44% окиси магния. Содержание последней даже в наиболее кислых дифференциатах гипербазитовой интрузии не ниже 30%.

Из магнезиальных силикатных полезных ископаемых, генетически и парагенетически связанных с производными гипербазитовой интрузивной формации, в настоящее время известны месторождения и рудопроявления хризотил-асбеста, амфибол-асбеста, талька и талькового камня. Нельзя не отметить в числе полезных ископаемых и серпентиниты, которые в определенных экономических условиях также следует рассматривать как сырье для ряда отраслей промышленности.

Закономерности пространственного размещения формаций, благоприятных для обнаружения магнезиально-силикатных полезных ископаемых, и самих полезных ископаемых Алтае-Саянской области отражены на схемах (фиг. 1 и 2). На одной из них (см. фиг. 2), в частности, показаны предполагаемые продолжения осей гипербазитовых поясов и оконтурены поля распространения тех кембрийских толщ, в которых возможно обнаружение новых гипербазитовых массивов, а значит и концентраций высокомаг-



Фиг. 2. Схема размещения главнейших месторождений и проявлений магнезиально-силикатных полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области

1 — существенно карбонатные толщи синия — нижнего кембрия; *2* — зеленокаменные эффузивно-осадочные толщи нижнего кембрия; *3* — гипербазитовые интрузии; *4* — вероятное продолжение поясов гипербазитовых интрузий; *5*, *6*, *7*, *8* — месторождения и проявления магнезиально-силикатных полезных ископаемых: *5* — хризотил-асбеста, *6* — амфибол-асбеста, *7* — апогипербазитового и *8* — апокарбонатного талька и талькового камня

незиальных силикатных полезных ископаемых апогипербазитового происхождения, ограниченных в основном контурами ультраосновных массивов.

Закономерности размещения карбонатной формации синия — нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области изучены весьма слабо. Размещение ее, по-видимому, определялось закономерностями распределения карбонатных фаций в пределах эпиконтинентального моря, существовавшего в синии и нижнем кембрии на отдельных участках Алтае-Саянской области, тогда еще только начинавшей свое геосинклинальное развитие. Поля развития карбонатной формации обнаруживаются сейчас в наиболее древних сооружениях области и, в частности, в Кузнецком Алатау (включая сюда, кроме собственного Алатау, Горную Шорию и Батеневский кряж), на северо-востоке Горного Алтая (Бийско-Кутунский горст), на юге Салаира (Локтевский выступ докембрия) и на крайнем юго-востоке Тувы. В Кузнецком Алатау к карбонатной формации принадлежат енисейская и отчасти усинская свиты; в Горном Алтае — баратальская, на Салаире — кивдинская кремнисто-карбонатная свита, в Туве — балыктыгхемская и чартысская свиты. В составе пород, слагающих карбонатную формацию, представлены существенно известковисто-карбонатные образования, включающие плотные, иногда обогащенные битумами известняки и мелко-, средне- и крупнозернистые, местами графитсодержащие мраморы. В некоторых разрезах формации этот комплекс дополняется магнезиально-карбонатными породами типа доломитов, а также кремнистыми породами типа кварцитов и кремнистых сланцев. В ряде мест (см. фиг. 1) карбонатная формация Алтае-Саянской области прорвана более поздними разновозрастными интрузиями базитов и гранитоидов, в контакте с которыми обнаруживаются апокарбонатные метаморфические образования. Последние в случае прорыва интрузиями известняков представлены чаще мраморами и реже скарнами, а при прорыве магнезиально-карбонатных пород — талькитами и серпентинитами (офиокальцитами), иногда сопровождающимися хризотил-асбестом.

Закономерности формирования и распределения доломитов в массе известково-карбонатных пород, несмотря на важность их для оценки перспектив карбонатной формации на магнезиально-силикатное сырье, остаются в настоящий момент невыясненными. Это обстоятельство можно объяснить разными причинами и в первую очередь весьма сложной внутренней тектоникой карбонатных толщ, внешне довольно монотонным составом слагающих их пород, почти полным отсутствием в этих толщах маркирующих горизонтов. Все это чрезвычайно затрудняет дешифрирование и увязку разрезов формации и делает очень сложным выяснение закономерностей образования отдельных ее частей. Таким образом, при оценке перспектив карбонатной формации на магнезиально-силикатный комплекс полезных ископаемых приходится довольствоваться лишь самыми общими соображениями, учитывая пока все случаи прорыва формации более поздними интрузиями.

Таковы в общем главные закономерности размещения двух формаций Алтае-Саянской складчатой области, гипербазитовой и карбонатной, наиболее перспективных в настоящее время на магнезиально-силикатный комплекс полезных ископаемых.

ФАКТОРЫ РАЗМЕЩЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Из сказанного выше следует, что магнезиальный состав ультраосновных и карбонатных пород является чрезвычайно важным фактором, поскольку им обеспечивается возможность появления в земной коре того или

иного месторождения магнезиально-силикатного полезного ископаемого. Однако взятый сам по себе, этот фактор представляет лишь потенциальную возможность, реализация которой может быть осуществлена только при наличии соответствующих гидротермальных растворов и подходящих термодинамических условий.

Растворы, обеспечивающие мобилизацию магнезии исходных пород в конкретный вид магнезиально-силикатного полезного ископаемого. по составу относятся к гидротермальным кремнекислым преимущественно слабо и средне минерализованным. По типу источника, т. е. по своему генезису, эти растворы могут быть разделены на авто- и аллометаморфические. Важная роль растворов аллометаморфического рудообразования бесспорна и общепризнана. Что касается растворов автометаморфического происхождения, то их значение в процессах формирования месторождений магнезиально-силикатных полезных ископаемых разными исследователями оценивается по-разному. Особенно резко проявляются противоречия во взглядах при оценке роли автометаморфических растворов в образовании месторождений хризотил-асбеста.

Не вдаваясь в детали полемики по данному вопросу, отметим, что в разрабатываемой авторами концепции уделяется серьезное внимание автометаморфическим растворам, особенно при рассмотрении вопросов генезиса апогипербазитового хризотил-асбеста. Авторы не разделяют представлений тех исследователей, которые считают ультраосновную магму практически «сухой» магмой с запасом растворов, достаточным лишь для частичной серпентинизации первичных гипербазитов. Природная ультраосновная магма — это обогащенный водой легкоподвижный магнезиально-силикатный расплав с запасом гидротермальных растворов, достаточным для обеспечения широкой автосерпентинизации. Не имея возможности в настоящей статье подробно изложить аргументацию, обосновывающую данный тезис, тем более что она в достаточно пространном виде приводится в недавно опубликованной статье авторов (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958), напомним здесь лишь о двух фактах, подтверждающих справедливость выдвигаемого нами тезиса. В ряде случаев наблюдается широкая серпентинизация крупных гипербазитовых тел, близ которых отсутствуют интрузии, которые могли обеспечить привнос растворов в гипербазиты извне. В связи с этим серпентинизирующие растворы в таких случаях, вероятнее всего, связывать с гипербазитовой магмой. Низкотемпературный контактовый метаморфизм, постоянно наблюдаемый не только около серпентинитовых, но и около несерпентинизированных гипербазитовых массивов, свидетельствует о низкой температуре ультраосновной магмы и, следовательно, о значительном количестве в ней летучих. Только высокое содержание летучих компонентов в магме способно снизить высокую температуру кристаллизации «сухой» ультраосновной магмы (1600—1800°) до температуры 500—700°, определяемой по степени реального контактового воздействия природных гипербазитовых интрузий на вмещающие их образования.

Применительно к месторождениям апогипербазитового хризотил-асбеста, возникшим в условиях автометаморфизма, в дополнение к сказанному, следует отметить факт промышленного асбестообразования в гипербазитовых массивах, в непосредственном соседстве с которыми отсутствуют более поздние интрузии (например, Актовракское и Ильчирское месторождения).

Независимо от того, являются ли растворы автометаморфическими или аллометаморфическими, к важным факторам, определяющим возможность появления конкретного магнезиально-силикатного полезного ископаемого в земной коре, относятся наряду с перечисленными выше

термодинамические условия, складывающиеся в участке рудообразования.

Экспериментальные данные по гидротермальному синтезу в системе $MgO - SiO_2 - H_2O$ показывают, что важнейшим параметром процессов образования водных и безводных магнезиальных силикатов в присутствии воды является температура. В согласии с этими данными для каждого из рассматриваемых здесь видов полезных ископаемых можно говорить о примерном диапазоне температур их образования в земной коре. Так, для хризотил-асбеста этот диапазон может быть оценен цифрами порядка 300—400°, для талька 500—600°, для амфибол-асбеста — около 700°.

Судя по данным тех же экспериментов, давление в условиях гидротермального синтеза практически не влияет на состав минеральных парагенезисов в системе $MgO - SiO_2 - H_2O$. Однако это не означает необходимости вообще исключить давление при анализе закономерностей формирования месторождений магнезиально-силикатных полезных ископаемых. Гидростатическое (точнее, петростатическое) давление, как известно, регулирует режимы процессов трещинообразования в земной коре. Чем больше глубина залегания горных пород, чем выше величина петростатического давления, воздействующего на них, тем меньше в горных породах, сообщающихся между собой, пор и трещин, тем менее проницаемы они для гидротермальных растворов. Без сообщающихся между собой путей циркуляции гидротерм в породах ни один гидротермальный процесс осуществляться не может. Следовательно, рассматривая процессы образования магнезиально-силикатных полезных ископаемых, являющиеся по природе своей как раз гидротермальными, необходимо учитывать давление и регулируемое им состояние путей циркуляции растворов.

Особенно важным фактор давления выступает при минералообразовании, идущем с увеличением объема без выноса компонентов из метаморфизуемой породы, например, при серпентинизации и отальковании неизмененных перидотитов, когда плотность исходного продукта оказывается значительно выше плотности конечного продукта. В условиях гидротермально-метаморфического процесса, протекающего с положительным объемным эффектом, продукты метаморфического превращения исходного перидотита формирующиеся на стенках трещин циркуляции, постепенно закупоривают трещины, затрудняя, а потом полностью прекращая доступ растворов к месту метаморфической реакции. В результате дальнейшее гидротермальное преобразование метаморфизуемых пород становится невозможным и ограничивается в конечном счете объемом трещин, существовавших в породе до начала процесса. Здесь петростатическое давление, внешнее по отношению к системе «порода + раствор», препятствует динамическим эффектам, создаваемым растущей в объеме метаморфизуемой массой, и исключает возможность эндотектонического трещинообразования, способного открыть новые пути циркуляции гидротермальных растворов. При анализе закономерностей аллометаморфической серпентинизации и оталькования перидотитов это обстоятельство обязательно нужно учитывать, так как оба эти процесса, локализуясь в экзотектонических трещинах, могут идти до конца лишь в относительно узких тектонических зонах, а в оперяющих эти зоны трещинных структурах вследствие ограниченности объемов зияющих трещин будут иметь лишь частичный характер.

В работах В. П. Еремеева и других (1959) и Л. А. Соколовой ($1960_{1,2}$) доказывается, что контактная серпентинизация на асбестовых месторождениях происходит с уменьшением объема. Однако расчеты этих авторов, призванные доказать уменьшение объема при контактной серпентинизации, вряд ли можно считать сколько-нибудь достаточными, поскольку

Таблица 1

Генетическая классификация месторождений магнезиально-силикатных полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области

<table>
<tr><th rowspan="2">Полезное ископаемое</th><th colspan="3">Генетический тип</th><th rowspan="2">Оптимальные условия</th></tr>
<tr><th>по составу исходных пород</th><th colspan="2">по характеру процесса</th></tr>
<tr><td rowspan="3">Хризотил-асбест</td><td rowspan="2">Апогипербазитовый</td><td colspan="2">Автометаморфический</td><td>Серпентинитовые массивы с «ядрами» перидотитов; гипербазитовые массивы вертикально эшелонированных серий на геоизотермических уровнях, характеризующихся температурой порядка 300—400°, при условии, что часть массивов размещается ниже этого уровня, обеспечивая подток растворов ультраосновной магмы в зону асбестообразования.</td></tr>
<tr><td colspan="2">Аллометаморфический</td><td>Непосредственное соседство гипербазитов с более молодыми интрузиями, сопровождающимися кремнекислыми гидротермами; температура в зоне асбестообразования около 400—300°.</td></tr>
<tr><td>Апокарбонатный</td><td colspan="2">Аллометаморфический</td><td>Магнезиально-карбонатные толщи (доломиты, магнезиты). Прорванные интрузиями преимущественно гранитоидного состава; прогрев пород до температур порядка 300—400°, подток кремнекислых гидротерм в зону асбестообразования.</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Амфибол-асбест</td><td rowspan="2">Апогипербазитовый</td><td colspan="2">Автометаморфический</td><td>Вертикально эшелонированные гипербазитовые массивы, формировавшиеся на глубоких геоизотермических уровнях; температура около 700°, подток растворов ультраосновной магмы в зону формирования месторождений из более глубоких зон массивов.</td></tr>
<tr><td colspan="2">Аллометаморфический</td><td>Непосредственное соседство гипербазитов с более молодыми интрузиями; прогрев гипербазитов до температур порядка 700°, подток щелочных кремнекислых гидротермальных растворов в зону формирования месторождений.</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Тальк</td><td rowspan="2">Апогипербазитовый</td><td colspan="2">Автометаморфический</td><td>Вертикально эшелонированные гипербазитовые массивы на геоизотермических уровнях с температурами порядка 500—600° при условии, что часть массивов размещается ниже, обеспечивая подток растворов ультраосновной магмы из массивов более глубоких зон в зону формирования месторождений.</td></tr>
<tr><td>Аллометаморфический</td><td>Инфильтрационно-метасоматический</td><td>Непосредственное соседство гипербазитов с более молодыми интрузиями; прогрев пород до температур около 500—600° и подток кремнекислых гидротерм в зону формирования месторождений.</td></tr>
</table>

Таблица 1 (окончание)

Полезное ископаемое	Генетический тип			Оптимальные условия
	по составу исходных пород	по характеру процесса		
Тальк	Апогипербазитовый	Аллометаморфический	Биметасоматический	Контакт гипербазитов с кислыми магматическими или кремнистыми осадочными породами; подток горячих (500—600°) слабо минерализованных гидротермальных растворов
	Апокарбонатный	Аллометаморфический		Магнезиально-карбонатные толщи (доломиты, магнезиты), прорванные интрузиями преимущественно гранитоидного состава; прогрев пород до температур около 500—600°, подток кремнекислых гидротерм в зону формирования месторождений.

основаны они не на точных данных, а всего лишь на допущении идентичности пористости перидотитов, подвергшихся контактной серпентинизации, и перидотитов, размещающихся сейчас по соседству с контактными серпентинитами. Ошибочность подобного допущения вполне очевидна, так как исходный перидотит в зоне трещин, залеченной впоследствии серпентином сложно оторочснной асбестовой жилы, должен быть более трещиноватым и менее плотным, чем перидотит, расположенный в удалении от трещины, принятый авторами расчета за исходный. Подобные соображения позволяют полагать, что аллосерпентинизация происходит с увеличением, а не с уменьшением объема твердого вещества, как это трактуют упомянутые авторы.

Итак, закономерности формирования месторождений магнезиально-силикатных полезных ископаемых определяются составом исходных пород, характером метаморфизующих растворов, температурой и давлением в зоне рудообразования. Классификация этих месторождений должна учитывать все эти четыре фактора.

Предлагаемая нами генетическая классификация месторождений магнезиально-силикатных полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области приведена в табл. 1. Она содержит перечисление генетических типов месторождений и указание на наиболее оптимальные условия их формирования. Краткая характеристика выделяемых генетических типов месторождений магнезиально-силикатных полезных ископаемых сводится к следующему.

РАЗМЕЩЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Асбест

Месторождения автометаморфического хризотил-асбеста апогипербазитового типа. На территории области в настоящее время выявлено 49 пунктов проявлений хризотил-асбеста. Большинство из них по запасам асбестового волокна не представляют промышленного интереса. Вместе с тем в Туве расположено одно из крупнейших в Союзе Актовракское месторождение высококачественного хризотил-асбеста осваиваемое сейчас промышленностью.

Из других месторождений следует отметить Кускунугхемское, Аянгатинское и др. По генетическому типу большинство хризотил-асбестовых месторождений Алтае-Саянской области относятся к группе автометаморфических. Ниже приводится схема автометаморфической серпентинизации, разработанная И. М. Волоховым (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955, 1958).

1. Серпентинизация происходит в массе ультраосновных пород при температуре ниже 400° под влиянием гидротерм, освобождающихся в процессе кристаллизации ультраосновной магмы.

2. Процесс серпентинизации, начинаясь в отвердевших гипербазитах перифирийных зон кристаллизующегося массива, развивается по мере поступления растворов в кристаллизующиеся гипербазиты и расширения в остывающих гипербазитах ореола температур устойчивости серпентина. Благодаря малой проницаемости вмещающих пород, обеспечивающей консервацию растворов в остывающей и кристаллизующейся магме, процесс автосерпентинизации в массивах серпентинитовых поясов обычно идет до конца, преобразуя всю массу первичных гипербазитов в автосерпентиниты. В относительно редких случаях, при менее совершенной укупорке кристаллизующегося расплава вмещающими породами, какое-то количество летучих могло уйти в боковые породы, оставив внутренние части массива несерпентинизированными (серпентинитовые массивы с «ядрами» перидотитов). Фильтруясь через серпентинитовую «рубашку» таких массивов, серпентинизирующие растворы могли преобразовывать серпентин около трещин фильтрации в коллоидные соединения. Последующая коагуляция серпентиновых коллоидов в этих случаях могла давать серпофитовые и асбестовые жилы.

3. Образование различных модификаций серпентина в процессе автосерпентинизации зависит от термодинамических условий конечной стадии этого процесса, определяемых в основном глубиной формирования массивов.

4. При формировании ультраосновных массивов на глубинах, где температура превышает 400°, освобождающиеся при кристаллизации ультраосновного расплава гидротермы удаляются из расплава, поскольку связаться с орто- и метасиликатами в серпентин в этих условиях они не могут.

5. Миграция гидротерм, несущих кремнекислоту, на более высокие структурные уровни сопровождается изменением находящихся на их пути пород. В зависимости от термодинамических условий и состава пород эти изменения фиксируются либо в виде псевдоинъекций дунитов и пироксенитов, либо на более высоких горизонтах, в зонах устойчивости серпентина, в виде зон серпентинизации гипербазитов, оставшихся по той или иной причине несерпентинизированными, а также зон переработки серпентинитов в коллоидные серпентиновые соединения с последующим преобразованием их в серпофит и асбест. На еще более высоких горизонтах при изменении активности переносимой растворами кремнекислоты образуются тела метасоматических кварцитов, весьма характерных для районов распространения гипербазитовых поясов.

Исходя из изложенной схемы автометаморфической серпентинизации, можно полагать, что оптимальные условия для образования автометаморфических асбестовых месторождений будут складываться, во-первых, в серпентинитовых массивах с «ядрами» перидотитов, и, во-вторых, при наличии вертикально эшелонированных массивов в гипербазитовых телах, формирование которых происходило на уровне геоизотермы 400°.

Апогипербазитовый хризотил-асбест аллометаморфического генезиса в сколько-нибудь заметных

концентрациях пока не обнаружен в пределах Алтае-Саянской складчатой области. Отдельные находки его, представляющие лишь минералогический интерес, зафиксированы в настоящий момент в Салаире (в районе Тягун-Таловского месторождения талькитов и в серпентинитовых массивах на юге Салаирского кряжа), а также в Туве (Эдегейский массив Западно-Тувинского гипербазитового пояса). Как правило, все они представлены единичными жилками асбеста (мощностью до 1—2 *мм*), располагающимися среди аллометаморфически измененных серпентинитов в экзоконтактовом ореоле, прорывающих серпентиниты габброидных и гранитоидных интрузий. В большинстве своем хризотил-асбест размещается во внешних зонах экзоконтактового ореола, отделяясь от габброидов и гранитоидов зонами лиственитизации или оталькования. Перспективы обнаружения на территории области промышленных месторождений асбеста данного типа, таким образом, ограничиваются районами, где гипербазиты прорваны более поздними интрузиями.

Хризотил-асбестовые апокарбонатные месторождения аспагашского типа, подобно аллометаморфическим апогипербазитовым, развиты в Алтае-Саянской области ограничено. На территории области в настоящее время обнаружено несколько асбестопроявлений, аналогичных известному Аспагашскому месторождению Восточного Саяна. Наиболее интересными среди них являются асбестопроявления в Батеневском кряже, расположенные в бассейне верхнего течения рч. Камышта, левого притока Абакана. Здесь известно четыре асбестопроявления — Бис-Таг, Улух-Ирет, Тегир-Тау и Ала-Таг, приуроченные к контакту диоритовых и габбро-диоритовых интрузий с известняками. Жилы поперечно-волокнистого хризотил-асбеста в них размещаются среди апокарбонатных серпентинитов, образующих в свою очередь жилы и неправильные по форме включения среди экзоконтактовых мелкозернистых диопсидовых скарнов. Длина асбестового волокна в жилах достигает 50 *мм*. По составу асбест принадлежит к чистым безжелезистым разностям хризотил-асбеста. Все асбестопроявления этого района изучены очень слабо.

Не изученными до сих пор остаются асбестопроявления Восточной Тувы, где по рч. Байсут, в правобережье р. Каа-Хем среди карбонатных пород в последнее время были отмечены находки апокарбонатного хризотил-асбеста. Перспективы обнаружения промышленных месторождений асбеста этого типа на территории Алтае-Саянской области пока не поддаются сколько-нибудь точной оценке. Последняя, видимо, будет возможной после дополнительных исследований карбонатных толщ синия — нижнего кембрия в местах прорыва их более поздними интрузиями.

Амфибол-асбест апогипербазитового происхождения встречается в пределах Алтае-Саянской области значительно реже хризотил-асбеста. Из известных в настоящее время выходов амфибол-асбеста наибольший интерес представляет аллометаморфическое по генезису Сельджерское месторождение в Туве. Там среди группы одноименных гипербазитовых массивов обнаружен ряд жил косоволокнистого амфибол-асбеста мощностью от 2—4 до 30 *см*, залегающих среди оталькованных, реже карбонатизированных гипербазитов, близ секущих последние плагиоклазово-биотитовых жил. Амфибол-асбест белого или слегка голубоватого цвета, прекрасно распушивается. По химическому составу и оптическим свойствам амфибол-асбест отвечает магнезиоантофиллиту. Кристаллохимическая формула его: $(Na_{0,05}Ca_{0,13})_{0,18}\ (Mg_{6,05}\overset{+2}{Fe}_{0,04}\,\overset{+3}{Fe}_{0,76})_{6,87}[(Al_{0,08}Si_{7,85})_{7,93}O_{22,46}]$ $(OH)_{1,54}$.

Следует иметь в виду, что геологическая обстановка в ряде районов распространения гипербазитовых поясов весьма благоприятна для обна-

ружения новых месторождений амфибол-асбеста. Такими перспективными районами следует считать районы Южно-Тувинского гипербазитового пояса, северо-западную часть Каахемского и западную часть Западно-Тувинского поясов, гипербазитовые массивы северной ветви Западно-Саянского пояса и северную часть Салаирского гипербазитового. В этих районах широко распространены продукты биметасоматических процессов, возникавших на контактах между ультраосновными и вмещающими их алюмосиликатными породами. При благоприятном температурном режиме процесса и наличии в составе гидротерм щелочей в данной геологической обстановке могут возникнуть концентрации режикит-асбеста.

Проявления апогипербазитового амфибол-асбеста автометаморфического генезиса в пределах Алтае-Саянской области остаются пока практически не изученными и исчерпываются всего лишь одной находкой, обнаруженной в гипербазитовом массиве Малая Булка, на северо-восточной оконечности Куртушибинского гипербазитового пояса Западного Саяна. Минералогически асбест этого района принадлежит к антофиллит-асбесту. Он размещается здесь в поле гарцбургитов в виде неправильных по форме и незначительных по объему скоплений со спутанно-волокнистой структурой. Длина асбестового волокна не превышает 2 *мм*. Перспективы этого генетического типа асбеста оцениваются невысоко.

Тальк

Тальковые месторождения апогипербазитового генезиса относятся к трем генетическим типам: автометаморфическому и двум аллометаморфическим (инфильтрационно-метасоматическому и биметасоматическому). Наиболее широко в пределах Алтае-Саянской области распространены тальковые месторождения инфильтрационно-метасоматического типа, а остальные развиты весьма ограниченно.

Тальк и тальковые камни аллометаморфического происхождения известны в 33 пунктах области, причем концентрации талька в ряде мест достигают значительных объемов при достаточно хорошем качестве талькового сырья, вполне сопоставимом с качеством талькитов Шабровского и Миасских месторождений Урала. В большинстве своем аллометаморфические месторождения талька Алтае-Саянской складчатой области имеют инфильтрационно-метасоматическое происхождение. В зависимости от особенностей миграции талькообразующих растворов, в этом типе выделяются два тесно связанных между собой подтипа: 1) гидротермально-метасоматический и 2) жильно-гидротермальный. В процессе формирования месторождений первого подтипа миграция растворов осуществляется в условиях стесненной циркуляции, вследствие чего минералообразование осуществляется путем реакций метасоматического замещения. При формировании месторождений второго подтипа движение растворов происходит в открытых трещинах в условиях свободной циркуляции; образующиеся при этом тальковые тела имеют характер жильных выполнений. Как правило, качество талька в них очень высокое. Оба эти подтипа месторождений талька обычно встречаются совместно. Размещаясь в ультраосновных массивах, прорываемых или расположенных по соседству с более поздними интрузиями гранитоидов, эти месторождения тем самым иллюстрируют тесную генетическую связь с послемагматической гидротермальной деятельностью этих интрузий. Оценивая в свете этой закономерности перспективы обнаружения в Алтае-Саянской области промышленных аллометаморфических месторождений талька, следует отметить достаточно обнадеживающее сочетание благоприятных факторов в ряде районов области и, в частности, на востоке Тувы, в Куз-

нецком Алатау, на севере Западного Саяна, где массивы гипербазитов располагаются в структурах, прорываемых поздними гранитоидными интрузиями. В качестве примеров месторождений талькитов данного генетического типа можно назвать Эдыгейское и Уларское месторождения в Туве, Бертозекское на Алтае, Понятинское в Западном Саяне.

Талькопроявления биметасоматического генезиса на территории области распространены ограниченно. Талькообразующий процесс при формировании месторождений этого генетического типа в отличие от описанных выше, осуществляется лишь в случаях, когда зона миграции гидротермальных растворов располагается в пределах контакта гипербазитов с существенно алюмосиликатными изверженными или осадочными породами. Растворы в данном случае могут быть почти не минерализованными, поскольку необходимые для метасоматических реакций компоненты в условиях биметасоматоза не приносятся извне, а заимствуются из контактирующих между собой химически неравновесных пород. В процессе биметасоматического талькообразования гипербазиты теряют магнезию, отдавая ее в контактирующие с ними алюмосиликатные породы, и вместо нее получают из этих пород кремнекислоту. Такое взаимодействие двух пород через поровый гидротермальный раствор приводит в условиях дифференциальной подвижности компонентов к образованию за счет гипербазитов талькитов, а за счет алюмосиликатных пород хлоритов. Тот же процесс при более высоких температурах может дать минеральные парагенезисы с режикит-асбестом, в связи с чем данный генетический тип тальковых месторождений приобретает важное значение как индикатор возможного присутствия щелочного амфибол-асбеста. Типичным примером месторождений талькитов биметасоматического генезиса в Алтае-Саянской области является Тягун-Таловское месторождение в Салаире, а также месторождения речки Северной в Кузнецком Алатау, Алтын-Булакское в Туве и ряд других.

Автометаморфическое талькообразование в гипербазитах развито на рассматриваемой территории несравненно более ограниченно и пока представляет лишь чисто теоретический интерес. Незначительная концентрация талька в слабо серпентинизированных гарцбургитах была обнаружена нами в гипербазитовом массиве Булка, в северо-восточной части Западно-Саянского пояса.

Апокарбонатные тальковые месторождения обнаруживаются подобно апокарбонатным хризотил-асбестовым месторождениям в пределах развития карбонатных толщ, на контактах гранитоидов с магнийсодержащими карбонатными породами. Сейчас на территории Алтае-Саянской области известно значительное число талькопроявлений этого генетического типа, однако большинство из них пока остается не изученным. Единственное исключение представляет разведанное в начале 50-х годов Светлоключское месторождение апокарбонатного талька и тальковых камней, расположенное в Кузнецком Алатау, в бассейне ключа Светлого (правый приток рч. Большой Унзас), примерно, в 20 *км* к северо-северо-востоку от известного Шерегешевского железорудного месторождения. Тальки месторождения ключа Светлого залегают среди карбонатных отложений нерасчлененного кембрия в непосредственном соседстве с Анзасским гранодиоритовым массивом. Состав тальковых и тальково-карбонатных залежей неоднороден. Среди талькитов наблюдаются гнезда и линзы тальково-карбонатных и термолитово-тальковых пород, а также кварцитов. Тальковые залежи разделены полосами пород углеродисто-серицитово-кварцевого и тальково-хлоритово-кварцевого состава, возникших, очевидно, за счет глинистых и песчано-глинистых образований, перемежающихся с карбонатными породами. По балансовым запасам Светлоключское

месторождение талька и тальковых камней является крупнейшим в СССР. Однако качество полезного ископаемого недостаточно высокое. В последнее время на крайнем востоке Тувы обнаружено крупное Озерное месторождение талькитов и тальково-карбонатных пород апокарбонатного генетического типа. К сожалению, месторождение расположено в высокогорной области, вдали от экономически освоенных районов, что, конечно, не может не сказаться отрицательно на оценке его промышленного значения.

Приведенный краткий обзор генетических типов месторождений магнезиально-силикатных полезных ископаемых, выявленных в пределах Алтае-Саянской складчатой области, позволит, как мы надеемся, более рационально планировать поисковые работы на эти виды минерального сырья.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР

В. Д. Ладиева

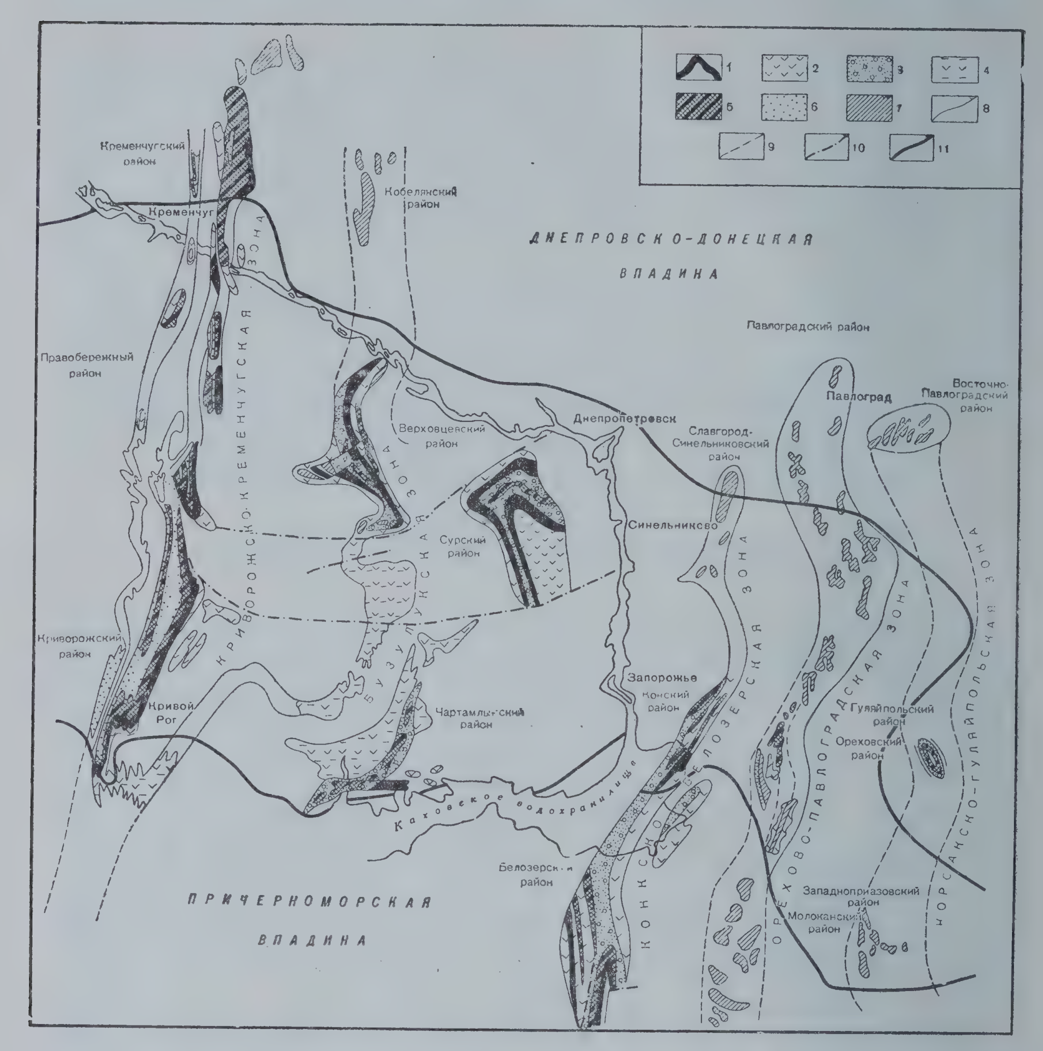
УЛЬТРАБАЗИТЫ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ АСБЕСТОПРОЯВЛЕНИЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАЛЬКОВО-МАГНЕЗИТОВОГО КАМНЯ

Ультрабазиты и связанные с ними месторождения тальково-магнезитового камня, серпентинитов и отчасти асбестов в Украинском кристаллическом щите были выявлены в последнее десятилетие при поисках и разведке железных руд. Институт геологических наук АН УССР, начиная с 1950 г., совместно с геологами разведочных и поисковых партий занимался изучением материалов разведки под общим руководством Н. П. Семененко. Эти работы производились в районах развития железисто-кремнистых формаций средней части Украинского кристаллического щита.

Территория Среднего Приднепровья представляет собой область нижнепротерозойской геосинклинали. На севере нижнепротерозойская геосинклиналь граничит с Днепровско-Донецкой впадиной, на юге — с Причерноморской впадиной, под осадочными образованиями которой она прослеживается на большом расстоянии.

Железисто-кремнистые вулканогенные формации (фиг. 1) и связанные с ними ультрабазиты средней части Украинского кристаллического щита (территория Среднего Приднепровья) образуют с запада на восток пять структурно-фациальных зон: Криворожско-Кременчугскую, Бузулукскую, Конкско-Белозерскую, Орехово-Павлоградскую и Приазовскую (Корсакско-Гуляйпольскую). Структурно-фациальные зоны развития железисто-кремнистых формаций представляют собой сложные складчатые сооружения — синклинории, вытягивающиеся в субмеридиональном направлении через весь Украинский кристаллический щит. Между синклинориями размещены антиклинории и срединные массивы.

Железисто-кремнистые формации, развитые в указанных выше структурно-фациальных зонах, представляют собой осадочно-вулканогенные толщи, которые, по предложенной Н. П. Семененко стратиграфической схеме, подразделяются на две серии: нижнюю — железисто-кремнисто-метабазитовую, называемую часто просто метабазитовой, и верхнюю — железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевую (железисто-кремнистую, или саксаганскую). Нижняя серия представлена толщей преимущественно вулканогенных пород с подчиненным развитием железисто-кремнистых хемогенных образований. Верхняя — главным образом осадочной толщей, состоящей из железисто-кремнистых хемогенных осадков, переслаивающихся с терригенными глинисто-песчанистыми и вулканогенными образованиями.



Фиг. 1. Схема распространения вулканогенных пород среди железисто-кремнистых формаций Украины

1 — ультраосновные породы; *2* — основные породы; *3* — кислые породы; *4* — нерасчлененные вулканогенные породы; *5* — железисто-кремнистые породы; *6* — терригенные породы; *7* — нерасчлененные железисто-кремнистые породы; *8* — границы распространения пород; *9* — предполагаемые контуры структурно-фациальных зон; *10* — линии тектонических нарушений; *11* — контуры Украинского кристаллического массива

Нижняя серия расчленяется на три свиты (снизу вверх): метабазитовую, железисто-кремнисто-метабазитовую и метабазитовую. Верхняя серия в свою очередь подразделяется на ультрабазитовую, железисто-кремнистую и песчано-глинистую (сланцевую). Подробное стратиграфическое расчленение метаморфических толщ железисто-кремнистых формаций Украины дано в книге «Геология железисто-кремнистых формаций Украины» (Семененко, 1959).

Почти во всех зонах в нижних частях верхней серии содержатся магматические, чаще всего вулканогенные породы ультраосновного состава. Они занимают промежуточное положение между нижней метабазитовой и верхней железисто-кремнистой сериями, составляя ультрабазитовую свиту. Таким образом, ультраосновные породы среди железисто-кремнистых

формаций Украины имеют определенное стратиграфическое положение и образуют маркирующую вулканогенную толщу, находящуюся на границе нижней и верхней серии.

Обычно они протягиваются по простиранию на десятки и сотни километров, имеют переменную мощность, от нескольких до 300 *м* (в Бузулукской зоне до 1750 *м*) и образуют фациальные взаимопереходы, переслаиваются с основными и кислыми туфогенными и осадочными образованиями. Последнее особенно хорошо прослеживается в Бузулукском районе, где серпентиниты и тальково-магнезитовые породы переслаиваются с основными и кислыми туфопесчанистыми прослоями, представленными зелеными и филлитовыми сланцами.

Таким образом, толща пород ультрабазитовой свиты в железисто-кремнистых формациях Украины сложена вулканическими образованиями преимущественно ультраосновного состава, однако встречаются среди них также кислые и средние разности, выявленные в виде маломощных и невыдержанных по простиранию слоев. Этот факт дает основание предполагать, что характерной особенностью в истории формирования этой вулканической области является смена основных лав кислыми и средними, смена вулканических пород осадочными, глинистыми и туфопесчанистыми.

Условия залегания ультрабазитов не всегда ясны. По материалам бурения можно полагать, что форма их залегания обычно пластообразная. При этом в значительной мере предположительно различаются покровы и небольшие межпластовые залежи. Последние, судя по форме и составу, вероятно, имеют интрузивный характер.

Породы ультрабазитовой свиты представлены серпентинитами, отальнованными серпентинитами, тальково-магнезитовыми камнями, тальково-серпентиново-магнезитовыми, тальково-хлоритово-магнезитовыми и другими породами. Породы основного состава, ассоциирующие с ультрабазитами, представлены амфиболитами, апоспилитами, актинолититами, тогда как кислые и средние породы — кварцевыми кератофирами, альбитофирами, кератоспилитами и др.

Ультраосновные породы среди железисто-кремнистых формаций встречаются и в залегающих стратиграфически ниже толщах, в нижней метабазитовой серии. Однако там они представлены маломощными и невыдержанными по простиранию прослоями прохлоритово-тремолитовых, тальково-прохлоритово-тремолитовых и других сланцев. Так, на участке Промежуточном Конкского района ультраосновные породы этого типа залегают среди железисто-кремнисто-спилитовых толщ нижней метабазитовой серии. В Восточно-Грановском участке Верховцевского района ультраосновные породы встречаются также среди железистых роговиков нижней метабазитовой серии.

Ультраосновные породы ультрабазитовой свиты представляют несомненный интерес в связи с уже выявленными в них и предполагаемыми месторождениями ряда неметаллических и, возможно, металлических полезных ископаемых. В результате геологоразведочных работ, проводимых в районах развития железисто-кремнистых формаций, выявлены большие залежи тальково-магнезитового камня, из которого доказана возможность получения чистых концентратов талька и магнезита. Немалый интерес имеет тальково-магнезитовый камень и как сырье для получения цельнопильных огнеупорных кирпичей. В Конкском районе разведано Веселянское месторождение тальково-магнезитового камня, запасы которого составляют 132 261 тыс. *т*. Крупные залежи тальково-магнезитовых пород выявлены также в Белозерском, Верховцевском и Сурском районах. В серпентинитах Верховцевского, Сурского и Белозер-

ского районов встречены хризотил-асбестовые рудопроявления. Несомненный интерес вызывает развитие среди серпентинитов сульфидных минералов, содержащих никель и кобальт. В Белозерском районе установлены признаки хромитового оруденения. Закономерности размещения всех этих полезных ископаемых прежде всего определяются приуроченностью их к ультрабазитам, в связи с чем здесь уместно остановиться на характеристике районов их распространения в отдельных структурно-фациальных зонах.

Криворожско-Кременчугская структурно-фациальная зона, занимающая крайнее западное положение в нижнепротерозойской геосинклинали, объединяет три района развития железисто-кремнистых формаций, расположенных с юга на север: Криворожский, Правобережный и Кременчугский.

В Криворожском районе в состав нижней свиты верхней железисто-кремнистой (саксаганской) серии входят тальково-хлоритовые, тальковые, тремолитово-хлоритово-тальковые, тальково-актинолитовые и другие сланцы. Они слагают горизонт, прослеженный на протяжении 120 *км*, очень изменчивой мощности, колеблющейся от нескольких метров до 100 *м*. По простиранию ультрабазитовые породы часто имеют фациальные взаимопереходы с терригенными песчано-глинистыми образованиями, представленными различными сланцами, конгломератами, песчаниками. В химическом отношении (см. табл. 1) хлоритово-тальковые и другие сланцы

Таблица 1

Химические анализы ультрабазитов (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	42,94	48,64	30,24	30,08	29,78	42,88
TiO_2	0,31	0,15	—	Следы	0,08	0,10
Al_2O_3	6,29	6,27	1,26	0,71	1,35	4,27
Fe_2O_3	2,45	0,67	5,40	0,10	5,50	5,95
FeO	6,48	8,47	7,21	4,52	5,80	2,98
MnO	0,04	0,10	0,08	0,08	0,12	0,03
MgO	30,00	27,18	31,76	36,63	33,32	29,10
CaO	0,27	0,19	1,40	Следы	0,56	0,28
CO_2	0,13	—	18,99	25,06	16,26	7,75
NiO	0,17	—	—	—	—	1,76
Потери при прокаливании	10,35	7,96	3,89	2,91	6,25	5,72
Сумма	99,43	99,63	100,23	100,09	99,02	100,82

1 — хлоритово-тальковый сланец Криворожского района; 2 — хлоритово-карбонатные сланцы Правобережного района; 3 — тальково-карбонатные породы Верховцевского района; 4, 5 — тальково-магнезитовый камень и тальково-серпентиново-магнезитовая порода Веселянского месторождения Конкского района; 6 — тальково-магнезитовый камень Белозерского района

Криворожского района представляют собой существенно магнезиальные породы. По данным детальных петрохимических исследований, эти породы относятся к ультраосновным породам эффузивного характера. Среди ультраосновных пород Криворожского района до настоящего времени не обнаружены месторождения полезных ископаемых.

В Правобережном районе, представляющем северное продолжение Криворожского района, ультраосновные породы рассматриваемой стратиграфической толщи встречены на отдельных разобщенных гранитами и мигматитами участках развития железисто-кремнистых формаций, где они протягиваются на сотни метров при мощности в 10—20 и редко 30 *м*. Представлены они хлоритово-тальково-актинолитовыми, биотитово-хлоритовыми, жедритово-хлоритово-тальковыми, биотитово-тальково-жедритовыми, диопсидово-актинолитовыми и амфиболово-бронзитово-оливиновыми разностями. В химическом отношении (см. табл. 1) хлоритово-тальковые сланцы Правобережного района характеризуются высоким содержанием магния при значительном для этих пород содержании кремнекислоты. По данным спектрального анализа ультраосновные породы содержат здесь десятые доли процента никеля, кобальта и хрома.

Тальковые и тальково-карбонатные породы Кременчугского района занимают также определенное стратиграфическое положение на границе между нижней и верхней сериями, местами в южной части района они отсутствуют. Вдоль восточного борта Галещинской синклинали они прослежены в виде горизонта мощностью от 7 до 60 *м*.

Бузулукская структурно-фациальная зона, занимающая центральное положение в нижнепротерозойской геосинклинали, имеет максимальную мощность спилитово-кератофировых толщ, в которых большое развитие получают ультраосновные породы. Они развиты в трех разобщенных тектоническими нарушениями районах: Верховцевском, Сурском и Чертомлыкском (см. фиг. 1).

В Верховцевском районе, расположенном в северной части Бузулукской зоны, породы ультрабазитовой свиты, по данным А. А. Макухиной, распространены в виде двух разобщенных полос, протягивающихся вдоль всего района по западному и восточному крыльям синклинория и имеющих встречное падение под углами 75—76°. Западная полоса проходит от Тепловского участка на юге вдоль Алферовского до Западно-Грановского участка на севере, восточная — по участкам Тепловскому, Мало-Тепловскому, Восточно-Грановскому до Домотканского включительно и имеет мощность 700—1700 *м*. Породы ультрабазитовой свиты Верховцевского района представлены карбонатно-тальковыми, хлоритово-карбонатно-тальковыми, серпентинитово-тальковыми и серпентиновыми породами.

Породы ультрабазитовой свиты в Верховцевском районе вскрыты лишь незначительным числом буровых скважин. Наиболее изучена восточная полоса ультрабазитов в части, расположенной к западу от Восточно-Грановского участка, где пробурены глубокие скважины. Здесь ультрабазиты залегают тремя пачками мощностью 15, 54 и 170 *м*, разделенными горизонтами апокератофиров, туфосланцев, апоспилитов и кварцево-хлоритово-серицитовых сланцев мощностью 84 и 44 *м*. Эти горизонты прослеживаются к югу от Восточно-Грановского участка на расстоянии 14 *км*. В южной части восточной полосы предполагаемая мощность тальково-карбонатных пород достигает 3 *км*.

Первая пачка карбонатно-тальковых пород имеет более или менее однородный состав с содержанием талька 52—68%, доломита 31—45%, хлорита 2—3%, магнетита 0,3—3%. Карбонатно-тальковые породы первой пачки имеют постепенные переходы с серпентинитами.

Внутри второй пачки карбонатно-тальковых, хлоритово-карбонатно-тальковых и серпентиновых пород имеется три прослоя кварцево-хлоритовых сланцев мощностью от 1 до 1,5 *м* и два прослоя рассланцованных альбитофиров мощностью от 2 до 5 *м*. Карбонат в этой пачке представлен магнезитом и реже анкеритом; хлорит — магнезиальной разностью (прохлоритом).

Третья пачка карбонатно-тальковых и хлоритово-карбонатно-тальковых пород включает три прослоя хлоритовых сланцев мощностью от 1 до 4,5 *м* и два прослоя рассланцованных кварцевых альбитофиров мощностью 2 и 3 *м*.

Главными породообразующими минералами карбонатно-тальковых и хлоритово-карбонатно-тальковых пород являются: тальк (50—70%), карбонат-магнезит (20—40%) и хлорит — прохлорит (3—20%). Местами карбонатно-тальковые породы переходят в серпентиново-тальковые с содержанием серпентина до 40—50%.

Западная полоса карбонатно-тальковых пород, залегающих в амфиболитах, прослежена рядом скважин на протяжении 5 *км* и имеет мощность от 3 *м* на севере до 110 *м* на юге. Карбонатно-тальковые породы состоят из талька и карбоната, незначительного количества хлорита, серпентина, пироксена, рудного минерала.

Результаты технологических испытаний карбонатно-тальковых пород Верховцевского района, проведенных в лаборатории ИГН АН УССР, дают основание относить их к огнеупорному сырью, обладающему всеми физико-механическими свойствами, удовлетворяющими требованиям службы во вращающихся печах для обжига цемента. Спектральными и химическими анализами установлено постоянное присутствие среди карбонатно-тальковых пород Верховцевского района никеля, кобальта и хрома в количестве 0,3—0,5%. Повсеместно среди серпентинитов и карбонатно-тальковых пород Верховцевского района встречена рассеянная вкрапленность сульфидных минералов, представленных пиритом, пирротином, халькопиритом. Среди серпентинитов встречены также многочисленные прожилки поперечно-волокнистого хризотил-асбеста (табл. 2) мощностью от 2—3 до 10 *см*.

Таблица 2

Химический состав минералов ультраосновных пород Конкского, Белозерского и Верховцевского районов (в вес. %)

Компонент	Тальк		Магнезит		Антигорит	Хризотил-асбест	
	Конкский р-н	Белозерский р-н	Конкский р-н	Белозерский р-н	Белозерский р-н	Белозерский р-н	Верховцевский р-н
SiO_2	47,78	52,66	5,90	0,72	41,03	37,38	39,76
TiO_2	0,07	0,04	0,70	—	0,06	0,05	0,10
Al_2O_3	2,31	4,65	1,07	0,34	2,60	2,45	2,25
Fe_2O_3	1,73	0,29	1,30	1,08	1,32	1,72	3,80
FeO	5,45	2,61	10,30	7,49	2,75	0,49	0,95
MnO	0,15	Следы	0,78	0,30	0,06	0,10	Следы
MgO	28,50	31,64	34,58	39,32	37,75	42,87	36,97
CaO	2,10	0,34	3,36	0,72	1,66	0,13	0,28
Na_2O } K_2O }	0,06	0,07	0,18	—	0,22	0,38	0,36
K_2O		0,08		—	0,10	0,24	0,23
CO_2	7,15	0,35	41,74	49,00	1,23	0,35	0,90
Потери при прокаливании	5,11	7,24	—	0,59	11,50	14,14	14,46
Сумма . . .	100,41	99,97	99,91	99,56	100,28	100,30	100,06

В Сурском районе, расположенном в средней части Бузулукской зоны, среди ультрабазитовых пород выделяются две полосы карбонатно-тальковых пород мощностью 500—1500 и 200—2500 *м*. В первой полосе наблюдается переслаивание карбонатно-тальковых, карбонатно-серпентиново-тальковых и серпентиновых пород с пачками хлоритовых сланцев и кератофиров. Вторая полоса сложена карбонатно-тальковыми сланцами, чередующимися с актинолититами и хлоритово-актинолитовыми сланцами. На отдельных участках первой полосы обнаруживается кора выветривания мощностью от 0,5 до 40 *м* с содержанием никеля до 1%.

В состав железисто-кремнистых формаций Чертомлыкского района, расположенного на юге Бузулукской зоны, также входят ультрабазиты, представленные карбонатно-тальковыми породами. Они залегают в западной части разреза в виде двух полос мощностью около 100 *м*, протягивающихся на расстояние 7 *км* и разделенных толщей спилитовых пород той же мощности. Восточная полоса имеет неоднородный состав и характеризуется переслаиванием карбонатно-тальковых и серпентиново-тальковых пород с актинолитовыми, хлоритово-актинолитовыми сланцами и актинолититами. Среди ультрабазитовых пород Чертомлыкского района спорадически встречаются сульфидные минералы, представленные пиритом, пирротином, халькопиритом, пентландитом.

Конкско-Белозерская структурно-фациальная зона субмеридионального простирания, расположенная в пределах левобережной части Украинского кристаллического щита, представляет Конкский синклинорий, расположенный в центральной части зоны. В южном направлении (Белозерский район) породы этой зоны погружаются на глубину 250—500 *м* и глубже под осадочную толщу Причерноморской впадины. Северное продолжение Конкско-Белозерской зоны предположительно представляет Синельниковско-Славгородский район развития метабазитов, ультрабазитов и железистых кварцитов. В пределах этих районов ультраосновные породы так же, как и в других структурно-фациальных зонах нижнепротерозойской геосинклинали, выделены в ультрабазитовую свиту, занимающую промежуточное положение между метаморфической спилитово-кератофировой толщей нижней серии и хемогенными железисто-кремнистыми образованиями верхней серии.

В Конкском районе ультрабазиты хорошо представлены на Веселянском участке, где выявлено и разведано месторождение тальково-магнезитового камня. Конкское (Веселянское) месторождение тальково-магнезитового камня представлено одной крутопадающей дугообразной залежью, мощностью до 300 *м*, простирающейся преимущественно в северо-восточном направлении на протяжении 6 *км*. Вмещающими породами являются кварцево-серицитово-хлоритовые и кварцево-амфиболово-хлоритовые сланцы.

Тальково-магнезитовые камни на дневную поверхность не выходят, а покоятся под толщей песчано-глинистых осадков третичного и четвертичного возраста мощностью от 40 до 60 *м*. Мощность коры выветривания в среднем равна 10—15 *м*. Рудная залежь неоднородна по составу. В тальково-магнезитовом камне имеются реликтовые участки тальково-магнезитово-серпентиновой породы, образующие постепенные переходы с тальковым камнем. Кроме того, спорадически встречаются невыдержанные по простиранию прослои тальково-биотитовых, биотитово-хлоритовых, биотитовых, хлоритовых пород, альбититов, кварцевых кератофиров. В западной и восточной частях залежи появляются незначительные невыдержанные прослои тальково-хлоритовых, хлоритовых и биотитовых пород, образовавшихся в результате метасоматических процессов. Прослои альбититов, также приуроченные к западной и северо-восточной части

залежи и состоящие из альбита (до 90%), кварца (1—2%), биотита, талька, карбоната, имеют мощность 0,5—1,5 *м* и протяженность 100—200 *м*. Эти прослои образовались в зонах интенсивной фильтрации натровых растворов. Наиболее значительные прослои актинолититов, расположенные как среди залежи тальково-магнезитового камня, так и на контакте ее с вмещающими породами, имеют длину до 60 *м* при ширине от 34 до 12 *м*. Актинолититы представляют собой почти мономинеральную породу, состоящую из актинолита (85—98%) с незначительным количеством магнезита, биотита, хлорита, рудного минерала. Кроме того, в залежи тальково-магнезитового камня в ряде мест обнаружены жилы розовато-серого аплитовидного гранита.

Тальк и магнезит являются главными породообразующими минералами и входят в состав породы примерно в равных количествах 45—50%, с некоторыми колебаниями в сторону увеличения то одного, то другого минерала. В подчиненном количестве в породе присутствует магнетит (от 5—8 до 12%). По данным химического анализа (см. табл. 1) тальк в этих породах представлен железистой разностью — миннезотаитом, карбонат — магнезитом-брейнеритом. Кристаллохимическая формула талька: $(Mg_{2,72}Fe^{2+}_{0,29})_{3,01}\ (Al_{0,18}Fe^{3+}_{0,08})_{0,26}[OH]_2[Si_3O_{10}]$. Состав карбонатов, по пересчету химического анализа, представляется следующим (в %): $MgCO_3$ — 84,1; $FeCO_3$ — 14,9; $MnCO_3$ — 1,00. Высокое содержание $FeCO_3$ дает основание отнести их к брейнеритам. Структура тальково-магнезитового камня обычно гранобластовая или порфиробластовая.

В тальково-серпентиново-магнезитовом камне в переменном количестве присутствует также серпентин, представленный листоватой разностью — антигоритом. Структура этой породы лепидобластовая, обусловленная листочками антигорита, часто петельчатая.

Тальково-магнезитовый камень Веселянского месторождения характеризуется сравнительно постоянным химическим составом и почти не отличается от тальково-серпентиново-магнезитового камня (см. табл. 1) и совершенно идентичен с тальково-магнезитовым камнем Шабровского месторождения на Урале. Спектральными анализами установлено постоянное присутствие в тальково-магнезитовых и тальково-серпентиново-карбонатных разностях никеля, кобальта и хрома в количестве десятых долей процента.

Из данных технологических испытаний, проведенных Всесоюзным научно-исследовательским институтом огнеупоров (Харьков), следует, что из тальково-магнезитового камня Веселянского месторождения можно получить: 1) цельно-пиленый кирпич, применяемый в основном для футеровки зоны спекания вращающихся печей; 2) флотационный тальк; 3) тальково-магнезитовую муку, применяемую в основном в качестве наполнителя в производстве инсектофунгисидов; 4) тальково-магнезитовый обожженый порошок, пригодный для производства форстеритовых изделий. Разведанные запасы тальково-магнезитового камня Веселянского месторождения (132 261 тыс. *т*) позволяют приступить к промышленному освоению месторождения.

В Белозерском районе, расположенном в 75 *км* южнее Конкского, среди железисто-кремнистых формаций ультрабазитовые породы также пользуются значительным распространением. По предварительным данным, ультрабазитовая свита развита здесь в пределах двух участков — южного и западного. Южная залежь мощностью до 800—900 *м* выполняет ядро антиклинальной складки. Прослеженная протяженность южной залежи составляет 5 *км*. Ультраосновные породы залегают здесь на амфиболитах нижней метабазитовой серии и перекрываются хемогенными железисто-кремнистыми породами верхней серии. Ультраосновные породы

южной залежи представлены главным образом серпентинитами. Подчиненное значение имеют тальково-магнезитовые камни и тальково-магнезитово-серпентиновые породы.

Породообразующие минералы серпентинитов представлены серпентином (антигоритом) и рудным минералом (гематитом), часто в состав их входит также карбонат (магнезит) и реже тальк. Увеличение количества магнезита и талька приводит к образованию тальково-магнезитово-серпентиновых пород, а затем — тальково-магнезитовых камней. Тальково-магнезитовые разности слагают среди серпентинитов неправильные тела и связаны с последними постепенными переходами через тальково-магнезитово-серпентинитовые разности. Серпентин представлен главным образом листоватой разностью — антигоритом, кристаллохимическая формула которого представляется следующей: $(Mg_{2,71}Fe^{2+}_{0,10}Fe^{3+}_{0,04}Ca_{0,08}Al_{0,12})_{3,05}[Si_{1,98}Al_{0,02}O_5][OH]_{3,66}$. Состав магнезита, по пересчетам химического анализа (см. табл. 1), следующий (в %): $MgCO_3$ — 89,96; $FeCO_3$ — 9,70; $MnCO_3$ — 0,84. Тальк из ультрабазитов Белозерского района отличается от талька Конкского района меньшим содержанием железа и несколько бóльшим содержанием магния и кремнекислоты. Кристаллохимическая формула талька: $(Mg_{3,0}Fe^{2+}_{0,13})_{3,13}(Al_{0,34}Fe^{3+}_{0,01})_{0,35}[OH]_2[Si_{3,4}O_{10}]$. Рудный минерал присутствует в значительных количествах как в серпентинитах, так и в тальково-магнезитовом камне, где количество его достигает 8—15%. Химический анализ рудного минерала из той же породы, из которой анализировались тальк и магнезит, дает основание отнести его к гематиту с примесью титаномагнетита, так как содержание (в вес.%) Fe_2O_3 равно 93,74; FeO — 2,36 и TiO_2 — 2,70. В ряде случаев рудный минерал обладает формой, характерной для магнетита.

В серпентинитах встречаются маломощные, невыдержанные по простиранию прожилки асбеста. О масштабах асбестопроявлений трудно делать заключения ввиду их незначительной разведанности. Спектральные анализы фиксируют в серпентинитах постоянное присутствие никеля, кобальта и хрома. В рассеянном виде в залежи ультрабазитов наблюдаются выделения очень мелких зерен сульфидных минералов, представленных пиритом, пирротином, халькопиритом.

Западная зона белозерских вулканогенных толщ, содержащих ультрабазиты, менее изучена. Судя по единичным скважинам, можно предполагать, что ультрабазиты слагают ряд пластовых тел, переслаивающихся с амфиболитами. Местами среди ультрабазитов встречаются послойные жилы аплита, связанные, по-видимому, с гранитным массивом, контактирующим с ультраосновными породами с запада. Полная мощность ультрабазитов неизвестна, видимая мощность по скважинам — не менее 50 *м*. Установленная протяженность их составляет 7 *км*, но на самом деле, по-видимому, много больше.

Ультрабазиты западного участка представлены главным образом тальково-магнезитовым камнем и в меньшей мере — хлоритово-тальковыми, хлоритово-тальково-тремолитовыми, хлоритово-тремолитовыми сланцами. Встречены также и талькиты мощностью (по скважине) 2,2 *м*. На севере западной залежи встречено скопление хромита, в котором количество Cr_2O_3 в рудной фракции составляет 29,54 вес.%.

Таким образом, полезные ископаемые ультрабазитов Белозерского района представлены тальково-магнезитовым камнем и проявлениями асбеста. Возможно, некоторый интерес могут представить никельсодержащие сульфидные минералы и рудопроявления хрома.

Ультраосновные породы среди метабазитов встречены также на крайней северной оконечности Конкско-Белозерской структурно-фациальной зоны в Славгородском районе. Там они представлены перидотитами,

пироксенитами, серпентинитами, хлоритово-тальковыми сланцами с силикатно-никелевыми рудами коры выветривания, содержание никеля в которых колеблется от следов до 2,61%. Стратиграфическое положение этих пород еще недостаточно ясно.

В Орехово-Павлоградской структурно-фациальной зоне встречаются пироксениты и перидотиты среди амфиболитов железисто-кремнистых формаций, взаимоотношения и распространение которых еще не выяснены.

Таким образом, на основании имеющихся материалов можно констатировать, что практическое значение имеют ультраосновные породы в двух структурно-фациальных зонах — Бузулукской и Конкско-Белозерской. Ультрабазиты в этих зонах представлены преимущественно тальково-карбонатными, тальково-серпентиново-карбонатными породами и серпентинитами с прожилками асбеста.

В химическом отношении ультрабазиты в районах распространения железисто-кремнистых формаций Украины близки (см. табл. 1) и относятся к типичным гипербазитам. Они характеризуются высоким содержанием MgO, количество которой в гипербазитах колеблется от 27,18% в Правобережном до 36,63% в Конкском районе. Содержание кремнезема, железа и глинозема невелико. Присутствующие в анализах повышенные количества углекислоты и воды входят в состав талька, серпентина и карбоната.

В генетическом отношении описываемые породы нижнепротерозойской геосинклинали Украины принадлежат к измененным в процессе глубокого метаморфизма ультраосновным породам. Ю. И. Половинкина (Половинкина, Наливкина, 1959) относит их к интрузивным образованиям, представленным мелкими сингенетическими ультраосновными интрузиями. Однако ряд структурных и геологических признаков свидетельствует об эффузивном характере ультраосновных пород.

Прежде всего в пользу последнего представления свидетельствует пластообразный характер залежей и частое их переслаивание с метаморфическими производными туфогенных пород, кислых и основных эффузивов. Так, в Верховцевском районе четко установлено частое переслаивание ультрабазитов, представленных хлоритово-карбонатно-тальковыми породами с серпентинитами, амфиболитами (производными основных лав) и апокератофирами. Прослои кератофиров, амфиболитов и других производных основных и кислых магм также прослеживаются среди тальково-карбонатных пород Конкского района. В других случаях ультраосновные породы переслаиваются с мощными горизонтами метапесчаников и туфосланцев. Наряду с подобной стратифицированностью и ассоциацией с эффузивными породами привлекает внимание в целом четкое определенное стратиграфическое положение ультрабазитов. Наконец, в ряде случаев об эффузивном характере ультрабазитов можно судить и по реликтовым миндалекаменным структурам. Однако преимущественно эффузивный характер ультрабазитов Украины отнюдь не исключает существования среди них интрузивных залежей. Можно также полагать, что часть установленных там ультрабазитов представляет некки, подводящие каналы, по которым двигалась пикритовая лава.

История образования пород ультрабазитовой свиты неразрывно связана с общей историей развития железисто-кремнистых формаций Украины и занимает в ней вполне определенное положение. Эволюция этой вулканической области происходила в условиях единой нижнепротерозойской геосинклинали, в геологическом развитии которой выделяют два основных периода, связанных с формированием двух серий пород. Внутри периодов в свою очередь можно различать несколько этапов. Каждый

период формирования нижнепротерозойской геосинклинали характеризуется своими вулканогенными и осадочными образованиями.

Начальные этапы первого периода геологической истории развития этой подвижной зоны характеризуются интенсивным подводным вулканизмом. В это время происходят излияния основных лав типа спилитов, образовавших обширные покровы мощностью 500—600 *м* и более (Конкский и Верховцевский районы). Они сложены апоспилитами, амфиболитами и зелеными сланцами, среди которых в Конкском районе выявлены белые слюдистые кварциты мощностью 60—80 *м*, являющиеся метаморфизованными кластическими осадками. В химическом отношении (табл. 3) породы этого периода вулканизма относятся к щелочноземельным глиноземистым основным породам.

Таблица 3

Химические анализы основных эффузивов первого этапа первого периода (в вес. %)

Компонент	Апоспилит Верховцевского района	Апоспилит Конкского района
SiO_2	50,55	52,16
TiO_2	0,75	0,62
Al_2O_3	12,79	11,20
Fe_2O_3	4,43	4,41
FeO	10,49	9,04
MnO	0,23	0,13
MgO	6,30	4,71
CaO	8,70	8,04
Na_2O	1,80	2,20
K_2O	0,20	0,70
H_2O	0,14	0,91
Потери при прокаливании	3,80	6,47
Сумма	100,18	100,59

Второй этап первого периода ознаменовался излияниями основных лав, часто чередовавшихся с маломощными отложениями хемогенных железисто-кремнистых осадков, связанных с подводной фумарольной деятельностью. В этот период наряду с излияниями лав преимущественно основного состава типа спилитов встречаются кислые и ультраосновные разности, представленные кварцевыми кератофирами, прохлоритово-тремолитовыми сланцами и др. (Конкский и Верховцевский районы). Частая смена эффузивных и осадочно-хемогенных пород свидетельствует о пульсационном характере вулканических излияний и дифференциации основной магмы в сторону кислых и ультраосновных лав. В табл. 4 приводятся результаты анализов всех типов вулканических пород Конкского района, характерных для второго этапа.

Наконец, третий этап характеризуется довольно длительным периодом излияния вулканических пород, чередующихся с подчиненными прослоями глинистых отложений.

Весь этот комплекс, сложенный преимущественно спилитовыми и железисто-кремнистыми породами мощностью 800—1500 *м*, составляет нижнюю железисто-кремнисто-метабазитовую серию.

Ко второму периоду формирования осадочно-вулканогенных толщ нижне-протерозойской геосинклинали относится начало образования пород верхней железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой серии. Этот период

Таблица 4

Химический состав эффузивов второго этапа первого периода (в вес. %)

Компонент	Апоспилит	Кварцевый кератофир	Прохлорито-во-тремолитовый сланец
SiO_2	47,94	71,50	45,46
TiO_2	1,02	0,20	0,16
Al_2O_3	14,38	14,80	12,61
Fe_2O_3	3,66	1,93	—
FeO	10,45	1,86	7,62
MnO	0,14	0,04	0,16
MgO	7,70	0,54	20,00
CaO	7,76	2,59	6,71
Na_2O	3,43	5,13	0,33
K_2O	1,39	0,43	
H_2O	0,06	0,42	0,88
Потери при прокаливании	2,40	0,30	0,54
Сумма	100,23	99,74	94,47

характеризуется излиянием ультраосновных лав с подчиненным количеством основных и кислых дифференциатов (ультрабазитовая свита). Излияния ультраосновных лав в отдельных участках сопровождались внедрением межпластовых ультраосновных интрузий. Химические анализы ультрабазитов второго периода (см. табл. 1) показывают принадлежность их к типичным высокомагнезиальным глиноземсодержащим и безглиноземистым образованиям. Наиболее чистые магнезиальные разности (см. табл. 1), установленные в Верховцевском, Конкском и Белозерском районах, по составу отвечают тальково-магнезитовому камню. В краевой западной части геосинклинали, Криворожском районе, в это время происходит в одних местах излияние ультраосновных лав, в других — накопление терригенных песчано-глинистых осадков, о чем свидетельствуют фациальные переходы этих образований по простиранию.

Следующий этап в истории этой подвижной области характеризуется накоплением мощных терригенных песчано-глинистых осадков. Эффузивная деятельность, менее значительная по масштабам, продолжается и в это время, однако изливались лавы кислого типа (табл. 5).

Далее последовал длительный этап накопления хемогенных железисто-кремнистых терригенных осадков. Слабая вулканическая деятельность продолжалась и в это время, однако она уже носила сугубо местный характер. Железисто-кремнистые образования второго периода, связанные, по-видимому, с гидротермально-фумарольной деятельностью, представляют главный источник железных руд Украины (железисто-кремнисто-сланцевая свита).

Более молодые протерозойские образования известны лишь в Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоне, где на железисто-

кремнистых образованиях несогласно залегает своеобразная толща пород, сложенная конгломератами, углисто-глинистыми сланцами, песчаниками и карбонатными породами без каких-либо признаков эффузивных пород.

Из краткого рассмотрения эволюции вулканизма нижнепротерозойской геосинклинали следует, что излияниям лав ультраосновного состава, положившим начало ультрабазитам, предшествовал длительный период интенсивной эффузивной деятельности, сопровождавшейся излияниями преимущественно основных лав. После излияний ультраосновных лав происходило уменьшение интенсивности вулканической деятельности и изливались преимущественно кислые лавы.

Таблица 5

Химический состав кислых эффузивов второго периода (в вес. %)

Компонент	Очковый альбитово-кварцево-хлоритово-серицитовый сланец Верховцевского района	Очковый альбитово-хлоритово-кварцево-биотитовый сланец Конкского района
SiO_2	65,15	67,29
TiO_2	0,50	0,43
Al_2O_3	14,24	14,78
Fe_2O_3	0,98	1,10
FeO	7,18	5,17
MnO	0,06	0,06
MgO	3,80	2,17
CaO	1,12	0,91
Ka_2O	1,95	2,78
N_2O	1,16	1,48
H_2O	0,76	0,15
Потери при прокаливании	3,57	3,14
Сумма	100,47	99,46

В дальнейшем железисто-кремнистые формации, в том числе пикритовые эффузивы, претерпели интенсивные метаморфические преобразования. В зависимости от тектонической обстановки и воздействия магматических масс среди ультрабазитов наблюдаются различные ступени метаморфизма, начиная от наиболее низкой ступени метаморфических сланцев до гнейсово-пироксеновой. В связи с послойным проникновением метаморфизующих растворов по тектоническим зонам расслоения ультрабазитов для них характерно часто полосчатое чередование зон с различными ступенями метаморфизма и изменение их на небольшом расстоянии. По степени метаморфического изменения первичных образований ультраосновного состава выделяются следующие типы пород.

1. Хлоритово-тальковые, тальковые, тальково-серпентиновые породы, соответствующие низкотемпературной аспидной ступени динамотермального метаморфизма.

2. Актинолитово-тальковые и хлоритово-актинолитовые сланцы.

3. Тальково-магнезитовые камни, образовавшиеся в условиях низкотемпературного карбонатного метасоматоза.

4. Биотитово-тальково-жедритовые сланцы, возникшие в высокотемпературных условиях метаморфической ступени крупнокристаллических сланцев.

5. Пироксениты, перидотиты и амфиболово-бронзитово-оливиновые породы, образовавшиеся в условиях пироксеново-гнейсовой ступени метаморфизма.

Тальковые, хлоритово-тальковые и тальково-серпентиновые породы, соответствующие низкотемпературным ступеням метаморфизма, встречаются во всех зонах развития ультрабазитов. Широко представлены и другие низкотемпературные образования гидротермального метаморфизма: тальково-магнезитовые камни, актинолитово-тальковые и другие породы.

Резкое повышение степени метаморфизма наблюдается в западной части Правобережного и в Орехово-Павлоградском районах, где встречаются биотитово-тальково-жедритовые, амфиболово-бронзитово-оливиновые породы, а также пироксениты и перидотиты.

Тальково-магнезитовые камни возникли в стадию гидротермального карбонатного метасоматоза, связанного с гранитными интрузиями и происходившего с привносом CO_2 и H_2O.

Тальково-магнезитовые породы представляют конечный продукт изменения ультраосновных пород; тальково-серпентиново-магнезитовые породы — промежуточную стадию между серпентинитами и тальковыми камнями.

Наряду с карбонатным метасоматозом под влиянием интрузии, по-видимому, розовых гранитов, происходили процессы щелочного метасоматоза, с которым связано образование альбититов, мономинеральные биотитовые прослои и другие породы.

Таким образом, в результате геолого-структурного и минералого-петрографического изучения протерозойских толщ Украинского кристаллического массива выявились определенные закономерности в формировании и размещении ультраосновных пород и связанных с ними полезных ископаемых.

Занимая определенное место в эволюции протерозойского вулканизма Украинского щита, ультраосновные породы, преимущественно эффузивного характера, четко обособляются в самостоятельную свиту на границе двух серий пород, отражающих два основных этапа формирования протерозойской геосинклинали. В связи с этим они прослеживаются в пределах всех структурно-фациальных зон протерозойской геосинклинали, представляющих вытянутые в меридиональном направлении синклинории. Анализ мощностей ультрабазитовой свиты свидетельствует о том, что максимальное развитие она получила в центральной части геосинклинальной области — в Бузулукской и Конкско-Белозерской зонах.

Полезные ископаемые, связанные с ультрабазитами, представлены рудопроявлениями металлов (хрома, никеля, кобальта) и месторождениями и рудопроявлениями неметаллического магнезиального сырья. Металлические полезные ископаемые связаны с первичной металлоносностью ультрабазитовой магмы и древними корами выветривания (силикатный никель). Закономерности размещения возможных промышленных концентраций их пока еще недостаточно ясны.

Размещение магнезиальных полезных ископаемых ультрабазитов контролируются распределением различных метаморфических фаций. Низкотемпературные метаморфические фации, благоприятные для образования тальково-магнезитового камня талькитов, хризотил-асбеста особенно широко проявились в ультрабазитах, и, в частности, в Бузулукской и Конкско-Белозерской структурно-фациальных зонах, в которых ультрабазитовая свита наиболее развита. Помимо разведанных и выявленных месторождений тальково-магнезитового камня, здесь имеются широкие перспективы для дальнейших его поисков. Месторождения хризотил-асбеста в первую очередь, по-видимому, могут быть выявлены в Верхов-

цевском и Белозерском районах. Для поисков силикатных никелевых руд можно прежде всего указать благоприятные площади в Верховцевском, Конкском и Белозерском районах с устойчивыми признаками мощной древней коры выветривания ультрабазитов. Эти же районы в настоящее время следует рассматривать как благоприятные для первичных скоплений хрома, никеля и кобальта.

Дальнейшее изучение закономерностей размещения метаморфических фаций в нижнепротерозойских толщах Украинского щита, видимо, позволит более детально прогнозировать поиски различных видов магнезиально-силикатных полезных ископаемых, связанных с ультрабазитами железисто-кремнистых формаций.

Институт геологических наук АН УССР

А. А. Маракушев, Ким Мин Себ,
Ким Хак Дзе

ФАЦИАЛЬНО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАЛЬКА И ФЛОГОПИТА, СВЯЗАННЫХ С ДОКЕМБРИЙСКИМИ МАГНЕЗИАЛЬНЫМИ МРАМОРАМИ СЕВЕРНОЙ КОРЕИ

Северная Корея представляет область широкого распространения древнейших докембрийских формаций, составляющих Сино-Корейский щит. Они расчленяются с различной степенью достоверности на архейский, протерозойский и синийский комплексы, причем для отложений всех этих возрастов характерна высокая магнезиальность, которая находит отражение, в частности, в постоянной подчиненности этим комплексам магнезиальных карбонатных, в основном доломитовых, осадков. В этом отношении докембрийские толщи отличаются от более молодых образований, с которыми связаны преимущественно известковые карбонатные фации.

Широким распространением карбонатных магнезиальных пород в докембрийских толщах обусловлена их перспективность на магнезиальные полезные ископаемые. К ним приурочены месторождения флогопита, магнезиальных боратов, талька, асбеста и магнезита. В настоящей статье излагаются результаты изучения тальковых и флогопитовых месторождений Северной Кореи, проводившегося авторами в составе Туманганского советско-корейского геологического отряда Академий наук СССР и КНДР в 1959 и 1960 гг.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАЛЬКА

Изученные тальковые месторождения Северной Кореи отчетливо подразделяются на два генетических типа, каждый из которых характеризуется четкими признаками своеобразного происхождения, строения, закономерностями локализации и размещения. Первый тип, который может быть назван по наиболее характерному месторождению ривонским, представлен месторождениями, тесно приуроченными к контактам пластов и линз магнезиальных мраморов с вмещающими кварцитами (Ривон, Кам Хали и др.). Месторождения второго, намге-пегамского типа связаны с разломами и гранитоидными дайками, секущими магнезиальные мраморы (Намге-Пегам, Тэфандон, Пуксанли и др.).

Месторождения ривонского типа приурочены к нижнепротерозойским (синийским?) отложениям, занимающим в Северной Корее большие площади. Среди них выделяется своеобразный комплекс пород, представленный преимущественно кварцитами с подчиненными им прослойками и линзами магнезиальных карбонатных пород, с метасоматозом которых и свя-

заны месторождения талька. Этот кварцитовый тальконосный комплекс имеет широкое распространение в районах Хэсана, Ривона, Чан Ен Са и др. К нему приурочено крупнейшее в Северной Корее Ривонское месторождение высокосортных безжелезистых талькитов. В районе этого месторождения тальконосная кварцитовая толща мощностью около 2 *км* непосредственно перекрывается пачкой железистых магнетитово-гематитовых кварцитов, хлоритово-серицитовых и мусковитовых сланцев.

Фиг. 1. Замещение кварцита тальком. Развитие талька между кварцевыми зернами. Месторождение Ривон, шлиф Э-349, с анализатором, увел. 60

В сланцах и кварцитах местами содержатся турмалин (дравит), марганцовистый гранат, хлоритоид. Породы имеют юго-восточное простирание с падением на юго-запад под углами 35—50°. Среди кварцитов, непосредственно вмещающих тела талькитов, преобладают мономинеральные разности, спорадически встречаются мусковитовые и серицитовые, хлоритовые, турмалиновые (особенно широко распространенные в нижних частях толщи), графитовые, магнетитовые и гематитовые кварциты, а также редкие прослои мусковитовых сланцев.

Талькиты образуют в кварцитах обычно согласные тела, пласты и линзы, достигающие по мощности 6 *м*. Средняя мощность талькитовых тел порядка 3 *м*. В краевых частях тел содержатся останцы кварцитов, непосредственно замещаемых тальком. Отчетливые структуры замещения можно видеть как в образцах, так и под микроскопом (фиг. 1). В талькитах, заместивших кварциты, встречается бесцветный хлорит ($Nm = 1{,}566$; $Ng - Np = 0{,}003$). Из акцессорных минералов характерны циркон и рутил. Карбонатные породы в большинстве талькитовых пластов замещены полностью и только в некоторых пластах удается найти реликты мраморов, имеющих как магнезитовый, так и доломитовый состав (табл. 1). Мраморы имеют красноватую окраску, обусловленную примесью тонко распыленного гематита.

Как можно судить по данным химического анализа, карбонатная часть мрамора представлена доломитом. Доломит был также проверен в иммерсии (N_{cp} = 1,664). Структуры непосредственного замещения доломита тальком хорошо выражены в штуфах и наблюдаются под микроскопом. Характерно, что при этом замещении кальций полностью выносится и кальцит в талькитах обычно отсутствует. Из других минералов наиболее распространены серпентин и хлорит.

Таблица 1

Химический состав пород и минералов Ривонского месторождения талька (в вес. %)

Компонент	Доломитовый мрамор	Талькит	Флогопит из талькита
SiO_2	0,67	64,19	41,68
TiO_2	—	—	0,34
FeO	—	—	1,51
Fe_2O_3	2,71	0,80	—
Al_2O_3	0,04	—	14,75
MgO	20,90	30,65	27,56
CaO	29,60	—	0,05
K_2O	—	—	7,56
Na_2O	—	—	0,06
F	—	—	1,37
H_2O^+	—	4,20	4,35
H_2O^-	—	—	1,47
Сумма . . .	—	99,84	100,70 (с поправкой на фтор — 100,03)

Примечание. Для доломитового мрамора и талькита определено суммарное количество окислов железа

Тальк Ривонского месторождения представлен маложелезистой разностью. Суммарное содержание окислов железа в нем составляет 0,80%. Судя по оптическим свойствам, тальки, образовавшиеся по кварциту (Ng = 1,580 — 1,585; Np = 1,536) и мрамору (Ng = 1,586; Np = 1,540), очень близки по составу.

Для наиболее крупных тел ривонских талькитов очень характерна примесь мелколистоватой светло-бурой слюды, присутствующей совместно с кварцем и другими минеральными примесями, обычными для талькитов. Слюда образует неравномерно рассеянные листочки размером до 1—2 *мм*, угол оптических осей близок к нулю; Ng = Nm = 1,569.

По данным химического анализа (см. табл. 1) и оптическим свойствам рассматриваемая слюда является магнезиальным флогопитом с железистостью, равной 3, и отношением гидроксильной группы к фтору, равным 8 : 1. Появление флогопита в талькитах, по-видимому, обусловлено наличием в замещаемых магнезиальных мраморах примеси глинистого материала при воздействии на них фтористых растворов, содержащих калий. При рассмотрении генезиса талькитов ривонского типа привлекает внимание их несомненное контактово-реакционное происхождение за счет обменного метасоматоза с замещением как магнезиальных мраморов, так и прилегающих к ним кварцитов. Учитывая обычную симметричность тел талькитов с обязательным совместным присутствием в их пределах зон, образо-

вавшихся по мраморам и кварцитам, этот процесс можно рассматривать как диффузионный. Специфика этих талькитов заключается в отсутствии в их составе кальцита, обычно появляющегося в тальковых месторождениях, образующихся в доломитах. В связи с этим и учитывая присутствие среди реликтов карбонатных пород в талькитах как доломитов, так и магнезитов, можно предполагать, что процесс замещения магнезиальных мраморов происходил с выносом кальцита и регулировался условием постоянства объема при замещении:

$$\underset{37,8\ см^2}{1,35\,MgCO_3} + \underset{102,2\ см^3}{1,65\,MgCa(CO_3)_2} + \underset{из\ раствора}{4SiO_2 + H_2O} =$$

$$= \underset{140\ см^3}{Mg_3(OH)_2(Si_4O_{10})} + \underset{в\ растворе}{1,65\,CaO + 4,65\,CO_2}.$$

Как видно из реакции, неизменность объема при замещении достигается при соотношении объемов замещаемых магнезита и доломита, приблизительно равным 1 : 3.

Месторождения талькитов ривонского типа в Корее, так же как ряд месторождений близкого характера в СССР (Киргитейское месторождение в Красноярском крае и др.), не обнаруживают пространственной связи с гранитоидными интрузиями, что является основанием для некоторых исследователей отрицать прямую их связь с интрузивной деятельностью (Наделяев, Смолин, 1958). В связи с этим авторам представляется, что присутствие в талькитах фтористого флогопита может указывать на участие в их образовании калиево-фтористых гидротермальных растворов, связанных с гранитной магмой. Это положение следует учитывать при изучении сходных месторождений талька.

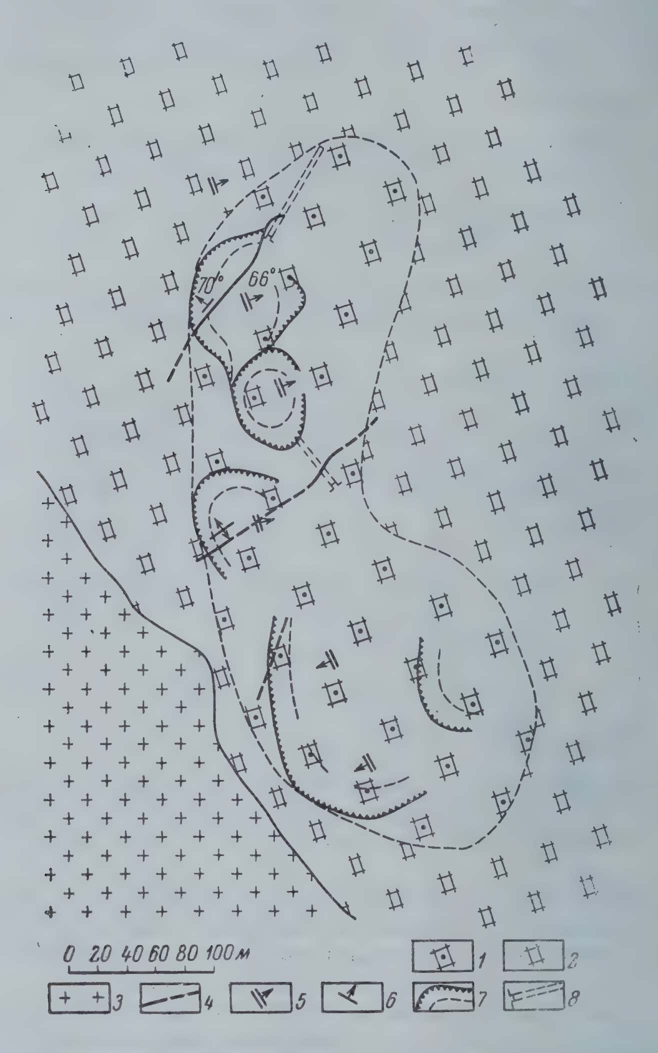
Н а м г е-п е г а м с к и й т и п тальковых месторождений широко представлен в доломитовых толщах серии мачхоллен верхнеархейского (нижнепротерозойского?) возраста. Доломитовые толщи в этой серии пользуются исключительно широким распространением, достигая нередко по мощности нескольких километров. Этим толщам подчинены крупные магнезитовые месторождения, распространение которых контролируется интрузиями лейкократовых гранитов предположительно палеозойского возраста.

Наиболее широким распространением магнезитовые месторождения пользуются в районе Пегам-Намге. Сплошные мелкозернистые («сахаровидные») магнезиты образуют здесь в доломитах неправильные и линзообразные тела размером до нескольких сотен метров.

Тальковая минерализация локализуется обычно в пределах магнезитовых тел и связана с секущими их разломами и гранитоидными дайками. Эта позиция тальковой минерализации хорошо видна на прилагаемой схематической геологической карте месторождения Намге, являющегося наиболее крупным и хорошо вскрытым в этой группе (фиг. 2). Магнезитовое линзообразное тело с максимальной мощностью около 50 *м* залегает здесь в доломитовых мраморах согласно с общим северо-западным простиранием пород и рассекается поперечными почти вертикальными дайками биотитовых гранитов, гранит-порфиров, гранодиоритов, диоритов и диабазов мощностью до 4 *м*. Высокосортные талькиты приурочены к зальбандам даек и иногда прослеживаются вдоль разломов на продолжении даек. На контактах даек с вмещающими магнезитами в обе стороны наблюдается следующая зональность: измененный гранитоид — талькит — серпентиновая порода — магнезит.

Таким образом, магнезит в этом случае не замещается тальком непосредственно — тальковую зону отделяет от магнезита реакционная

серпентиновая (антигоритовая) зона. Мощность ее нередко достигает 2 *м*. Составляющие ее листоватые породы содержат примесь талька и тонко распыленные рудные минералы. Следующая за ней внутренняя экзоконтактная зона сложена сплошным высокосортным талькитом, содержащим



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта тальково-магнезитового месторождения Намге

1 — мелкозернистые магнезитовые мраморы; *2* — доломитовые и доломитово-кальцитовые мраморы; *3* — лейкократовые граниты и диориты; *4* — измененные гранитоидные дайки с приуроченными к их зальбандам зонами талькитов и серпентиновых пород; *5* — элемент залегания измененных гранитоидных даек и зон оталькования и серпентинизации магнезитовых мраморов; *7* — контуры эксплуатационных карьеров; *8* — разведочные штольни

местами антигорит. В обеих симметричных тальковых зонах вокруг одной и той же дайки тальк имеет совершенно идентичные оптические свойства и, следовательно, одинаковый состав (Ng = 1,579; Np = 1,537), соответствуя практически безжелезистой разновидности. Мощность тальковой зоны колеблется от нескольких сантиметров до 1,5—2,0 *м*. Тальк в небольшом количестве развивается и в краевых частях дайковых тел совместно

с хлоритом, актинолитом, эпидотом, альбитом и магнетитом. В эндоконтактной зоне, однако, тальк имеет более высокое светопреломление (Ng = =1,588; Np=1,542) и, следовательно, относится к несколько более железистой разности. В этих измененных гранитоидных породах нередко получает широкое распространение также зеленоватый магнезиальный биотит. По оптическим свойствам (Ng = 1,627; Np = 1,570) этот вторичный биотит резко отличается от первичного биотита гранитоидных даек (Ng = 1,646; Np = 1,586) и представляет, очевидно, более магнезиальную разность.

В месторождениях намге-пегмаского типа антигоритовая и тальковая зоны развиваются почти исключительно по магнезитам под воздействием кремнесодержащих растворов, фильтрующихся вдоль зальбандов дайки. Отальковапие самих гранитоидных пород проявлено незначительно. Кремнезем даек, по-видимому, также заимствован растворами, так как наблюдаемое изменение гранитоидов, сопровождающееся выносом кварца и развитием хлорита, магнезиального биотита, эпидота, несомненно, представляет процесс десиликации.

Описанная зональность в большинстве изученных талькитовых тел осложнена наложением последующих более низкотемпературных гидротермальных изменений. Наиболее существенными из них являются следующие: а) разложение антигорита на тальк и магнезит; *б*) замещение талька магнезитом и кварцево-магнезитовым агрегатом и окварцевание магнезитов.

Эти процессы нередко распространяются вдоль направлений, секущих рассмотренную выше зональность. В результате такого наложения образуются породы сложного минерального состава: магнезитово-тальково-серпентиновые, кварцево-магнезитово-тальковые и другие. Изучение возрастных взаимоотношений минералов и минеральных агрегатов позволяет выделить на месторождениях данного типа по крайней мере три стадии гидротермального процесса, перечисленные в порядке понижения температуры.

1. Антигоритовая, в которую происходила серпентинизация магнезитов (и, возможно, ранее образованных форстеритовых скарнов) и замещение серпентина тальком с образованием зональности: магнезит — серпентин — тальк.

2. Тальково-магнезитовая с разложением антигорита на магнезит и тальк.

3. Кварцево-магнезитовая, в которую имело место окварцевание магнезитов и магнезитизация талька.

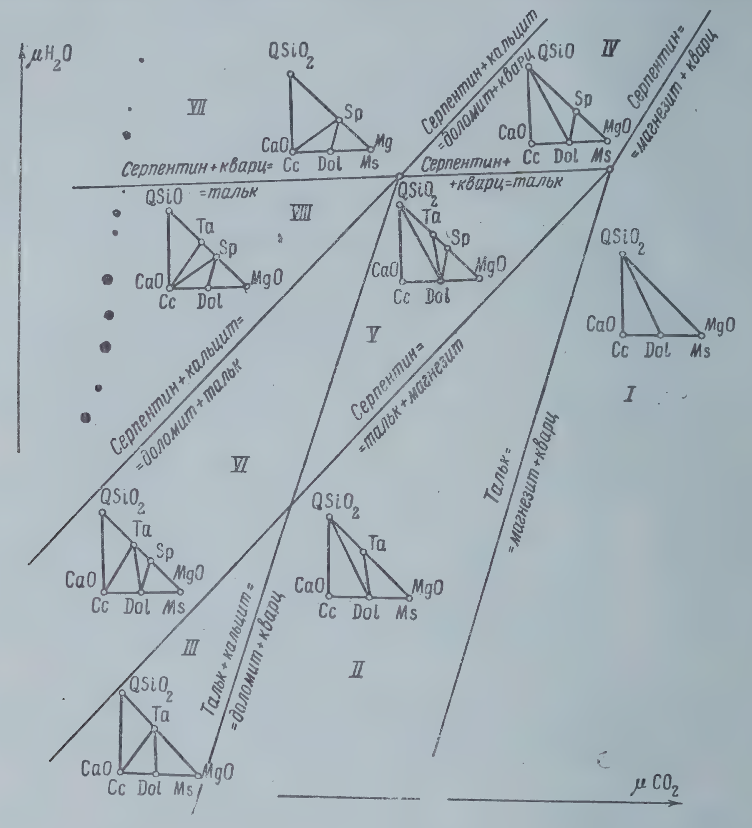
Особую разновидность рассматриваемых месторождений представляют тальково-асбестовые месторождения, из которых нами изучалось небольшое заброшенное месторождение Пуксанли. Серпентиниты на этом месторождении заместили форстеритовые скарны, приуроченные к пласту доломитового мрамора, и содержат распыленный магнетит. Они подвергаются отальковапию вдоль сложной зоны трещиноватости и местами нацело замещены сплошными талькитами. Асбестовые жилы локализуются в пределах серпентинового тела, образуя нередко сложный штокверк. Длина волокон асбеста достигает 2—3 *см*.

Светопреломление главных минералов, слагающих месторождение, характеризует их как безжелезистые разновидности (тальк: Ng = 1,587; Np = 1,538; серпентин: N_{cp} = 1,563; хризотил-асбест: Ng = 1,552; Np = =1,542).

В серпентинитах, содержащих жилки хризотил-асбеста, нередко содержится также кварц. Структурно он приурочен к асбестовым жилкам, иногда отделяя асбест от вмещающего серпентинита. В других случаях кварцевые жилки отчетливо рассекают волокна асбеста. По всей вероятности,

стадия окварцевания серпентинитов непосредственно следует за стадией их асбестизации.

Перейдем к рассмотрению парагенезисов изученных тальковых месторождений и их сопоставлению. Наиболее удобной для такого сопоставления представляется методика Д. С. Коржинского (1957) с применением диаграммы химических потенциалов воды и углекислоты в минерализующих



Фиг. 3. Парагенезисы тальковых и серпентиновых пород на диаграмме химических потенциалов H_2O и CO_2. *Cc* — кальцит; *Dol* — доломит; *Mt* — магнезит; *O* — кварц

растворах. В наиболее простом виде, без учета глиноземсодержащих минералов, присутствующих в парагенезисах, такая диаграмма представлена на фиг. 3.

На диаграмме выделяются основные типы парагенезисов талька, что позволяет систематизировать наблюдаемые варианты оталькования и серпентинизации карбонатных пород. В условиях I, IV, VII фаций устойчивы парагенезисы магнезита или серпентина с кварцем, и оталькования карбонатных и серпентиновых пород не происходит. Для II и V фаций характерно избирательное оталькование магнезитов как непосредственное (II), так и с образованием реакционной серпентиновой зоны (V), например, в месторождении Намге. В условиях этих фаций устойчив парагенезис доломита с кварцем, и оталькования доломитов не происходит. Фации III, VI и VIII представляют различные варианты оталькования как магнезитов и серпентинитов, так и доломитов.

При помощи предлагаемой диаграммы можно сделать в той или иной степени вероятные выводы о температурных условиях и глубинности

формирования различных типов тальковой минерализации. Учитывая, что повышение температуры благоприятствует реакциям с освобождением воды и углекислоты, можно представить себе положение на этой диаграмме изотерм, т. е. условных линий, связывающих парагенезисы одинаковых температурных условий. Изотермы будут иметь отрицательный наклон, образуя с осью μCO_2 угол более 45°, так как энтропия CO_2 выше, чем энтропия H_2O. С другой стороны, давление благоприятствует связыванию в минералах CO_2, как и любой другой газовой фазы, и, по-видимому, не оказывает существенного влияния на реакции гидратизации. Поэтому наиболее вероятно, что изобары на диаграмме будут располагаться приблизительно параллельно оси μH_2O. Сопоставляя парагенезисы, представленные на диаграмме μH_2O — μCO_2, по указанным направлениям, соответствующим изотермам и изобарам, можно сделать выводы о вероятных условиях образования парагенезисов в отношении температуры и давления.

В несколько схематическом виде результаты сопоставления представлены в табл. 2, где указаны типичные парагенезисы и особенности оталькования карбонатных пород в различных вероятных условиях глубинности и температуры (римские цифры отвечают парагенетическим схемам фиг. 3).

Как видно из этой таблицы, образованию тальковых месторождений наиболее благоприятствуют условия умеренной глубинности (давление CO_2), так как температурная область устойчивости талька сокращается как с возрастанием глубинности (ввиду расширения области устойчивости парагенезиса кварца с магнезитом), так и с уменьшением глубинности (в связи с появлением парагенезиса кварца с серпентином).

В пределах каждой фации глубинности выделяется ряд температурных ступеней тальково-карбонатной минерализации, чем и объясняется большая пестрота минеральных ассоциаций тальковых месторождений, образующихся обычно в условиях диафтореза при быстро снижающейся температуре.

При помощи диаграммы фиг. 3 и табл. 2 можно представить различия в условиях образования рассмотренных выше типов тальковых месторождений Северной Кореи. Так, месторождения рivонского типа, для которых характерны процессы непосредственного оталькования магнезитов и доломитов, отвечают согласно предлагаемой схеме более глубинным фациям II, III, по сравнению с месторождениями типа Намге. Серпентин в месторождениях этого типа или отсутствует, или образуется в незначительном количестве в наиболее высокотемпературные ступени гидротермального процесса (фация VI).

В месторождениях типа Намге широким распространением пользуется серпентин (фация VI, V), зоны которого отделяют магнезиты от тальковых пород. Разложение серпентина с образованием тальково-магнезитовой ассоциации проявлено здесь только в конечные стадии гидротермального процесса.

Фацию еще меньшей глубинности (VIII, VII) представляет тальково-асбестовое месторождение Пуксанли, в пределах которого парагенезис талька с магнезитом отсутствует. На этом месторождении стадия оталькования серпентинов проявлена в относительно высокотемпературных условиях (фация VIII); к ней, по-видимому, относятся и процессы асбестизации. В результате возникает ассоциация пород серпентиниты—серпентиниты с асбестом — талькиты. Разрастание этих зон приводит к оталькованию серпентинитов, частично замещенных хризотил-асбестом. В следующую стадию гидротермального процесса наблюдается окварцевание серпентинитов (фация VII, IV). По температурности эта стадия, вероятно, соответствует образованию тальково-магнезитовых ассоциаций в месторождениях большей глубинности.

Таблица 2

Фации карбонатно-тальковых и серпентиновых пород

<table>
<tr><td></td><td colspan="5">Снижение температуры</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Возрастание глубинности (давления CO_2)</td><td colspan="2">VIII, тальково-серпентиново-кальцитовая. Оталькование магнезитов и доломитов с образованием реакционной серпентиновой зоны в обоих случаях</td><td colspan="2">VII, кварцево-серпентиново-кальцитовая. Оталькование карбонатных пород и серпентинитов отсутствует</td><td>VI, кварцево-серпентиново-доломитовая. Оталькование карбонатных пород и серпентинитов отсутствует</td></tr>
<tr><td>VIII, тальково-серпентиново-кальцитовая. Оталькование магнезитов и доломитов с образованием реакционной серпентиновой зоны в обоих случаях</td><td>VI, тальково-кальцитово-доломитовая (серпентиновая). Оталькование магнезитов с образованием реакционной серпентиновой зоны и непосредственное оталькование доломитов</td><td>V, тальково-кварцево-доломитовая (серпентиновая). Оталькование магнезитов с образованием реакционной серпентиновой зоны</td><td>II, тальково-кварцево-доломитовая (тальково-магнезитовая). Непосредственное оталькование магнезитов; разложение серпентина на тальк и магнезит</td><td>I, кварцево-магнезитовая. Оталькование карбонатных пород отсутствует; разложение талька и серпентина на кварц и магнезит</td></tr>
<tr><td>IV, тальково-кальцитово-доломитовая (серпентиновая). Оталькование магнезитов с образованием реакционной серпентиновой зоны и непосредственное оталькование доломитов</td><td>III, тальково-кальцитово-доломитовая (тальково-магнезитовая). Непосредственное оталькование магнезитов и доломитов; разложение серпентина на тальк и магнезит</td><td>II, тальково-кальцитово-доломитовая (тальково-магнезитовая). Непосредственное оталькование магнезитов; разложение серпентина на тальк и магнезит</td><td colspan="2">I, кварцево-магнезитовая. Оталькование карбонатных пород отсутствует; разложение талька и серпентина на кварц и магнезит</td></tr>
</table>

Эти выводы о различной глубинности тальковых месторождений Северной Кореи позволяют лучше понять некоторые особенности их состава и строения. Так, с относительно глубинной позицией ривонских месторождений, по-видимому, можно связать отмеченное при описании широкое распространение в талькитах мелколистоватого флогопита, т. е. относительную обогащенность их калием. По всей вероятности, их образование связывается с глубинной синийской магматической деятельностью, которой вызывается и общий региональный метаморфизм синийских толщ, вмещающих тальковые месторождения этого типа. С другой стороны, месторождения типа Намге обнаруживают ряд геологических признаков, определяющих их как образования относительно малой глубинности. Эти месторождения связаны с дайками и гипабиссальными интрузиями, в которых иногда отмечаются каймы закалки и среди которых встречаются порфировые фации гранитоидов.

В заключение рассмотрим некоторые аналогии корейских тальковых месторождений с месторождениями СССР, характеристика которых приводится в работах К. М. Наделяева (1958), П. П. Смолина (Наделяев, Смолин, 1958; Смолин, 1960_3), И. Ф. Романовича (1960_{1-4}) и других исследователей. По этим данным представляется, что месторождениям типа Намге соответствует Киргитейское месторождение в Красноярском крае, в котором сплошные талькиты образовались в значительной мере с замещением доломитов и кварцитов, вмещающих доломитовые пласты.

Близко к этой группе стоит Онотское месторождение Восточного Саяна, для которого характерно непосредственное оталькование магнезитовых мраморов в условиях, когда доломиты устойчивы и оталькованию не подвергаются (фация II, табл. 2). Зависимость парагенезисов тальковых месторождений от глубинности, аналогичная описанной, отмечалось И. Ф. Романовичем (1960) для Урала. Им, в частности, было подмечено, что в талькитовых месторождениях молодых комплексов малой глубинности тальково-магнезитовая ассоциация имеет более ограниченное распространение, чем в более глубинных месторождениях, и в ряде случаев совершенно отсутствует (Пугачевское, Абдул-Касимовское и другие месторождения).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛОГОПИТА

Флогопитовые месторождения Северной Кореи приурочены к древнейшим, по-видимому, архейским глубинным метаморфическим комплексам. В их состав входят пироксеновые амфиболиты, иногда с альмандином, биотитовые, альмандиново-силлиманитовые, графитовые, биотитово-альмандиновые, кордиеритовые и другие гнейсы и доломитовые мраморы (шпинелево-форстеритовые, клиногумитовые, флогопитовые). По составу они аналогичны с флогопитоносными комплексами других регионов (Алданского щита, Забайкалья и т. д.).

Многими исследователями докембрийских флогопитоносных формаций (Коржинский, 1949) отмечалось в качестве специфики флогопитоносного комплекса Кореи отсутствие в его составе гиперстеновых мигматитов и кристаллических сланцев, вообще типичных для глубинных архейских комплексов.

Однако в последнее время при изучении метаморфических комплексов районов флогопитовых месторождений Кореи нами были обнаружены гиперстеновые разности кристаллических сланцев и мигматитов, которые раньше пропускались геологами. Оптическая характеристика гиперстена и парагенезисы этих чарнокитовых пород приводятся в табл. 3.

Обнаружение гиперстеновых кристаллических сланцев и мигматитов значительно пополняет данные, свидетельствующие об аналогии флогопито-

Таблица 3

Характеристика гиперстена из кристаллических сланцев и мигматитов районов флогопитовых месторождений

Месторождение	Парагенезис	Оптические свойства			
		2V	Ng	Np	Ng—Np
Самхари, уезд Пакчен	Alm + Bi + Pl + Or + + Q + Mt	—52°	—	—	0,014
	Pl_{45} + Di + $Hb_{бур}$ + Mt	—48	1,729	1,716	0,013
Пхосу, уезд Кильчу	Or + Q + Pl + Bi + + Mt + Tu	(—) —48	1,724 1,696	1,706 1,686	0,018 0,010
Токчен-Токчен	Pl + Q + Or + Di + Mt	—48	—	—	0,012

Alm — альмандин, Bi — биотит, Di — диопсид, Mt — магнетит, Or — ортоклаз, Pl — плагиоклаз, Q — кварц, Tu — турмалин.

носных комплексов Кореи с глубинными флогопитоносными комплексами щитов и кристаллических массивов других регионов.

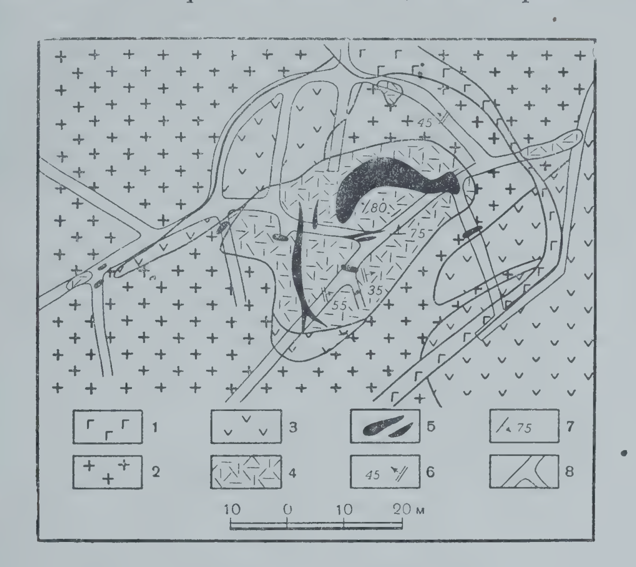
Породы кристаллосланцевого комплекса интрудированы аляскитами и нередко интенсивно гранитизированы и магнитизированы. В них широко распространены процессы замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом с образованием антипертитов замещения. В некоторых флогопитоносных регионах, в частности, в пределах хребта Мачхоллен, метаморфизм древних толщ неоднороден: степень метаморфизма отчетливо возрастает с приближением к областям региональной мигматизации и гранитизации, для которых типичны наиболее высокотемпературные ступени метаморфизма ортаклазово-силлиманитовой фации. Для районов слабого или локального проявления процессов гранитизации характерен более низкотемпературный метаморфизм, обычно соответствующий фации двуслюдяных гнейсов Флогопитовые месторождения приурочены исключительно к районам наиболее высокотемпературного регионального метаморфизма, залегая, как правило, в интенсивно гранитизированных и мигматизированных метаморфических комплексах.

Флогопитовые месторождения Северной Кореи могут быть подразделены на два типа: 1) эндоконтактные месторождения, образующиеся на месте алюмосиликатных пород — Пхосу, Сфусанли и другие; 2)экзоконтактные месторождения, залегающие в магнезиальных скарнах, образовавшихся на месте доломитовых мраморов — Самхори, Тхоонл, Ендокл и др.

Эндоконтактный тип месторождений является более перспективным и благонадежным. К нему принадлежат наиболее крупные флогопитовые месторождения Северной Кореи. Концентрации промышленного флогопита приурочены в этом типе флогопитово-диопсидовым породам, образующим крупные иногда секущие тела в кристаллических сланцах, мигматитах или гранитах. На самом крупном в Корее флогопитовом месторождении Пхосу (уезд Кильчу) тело флогопитово-диопсидовой породы имеет трубчатую форму с почти круглыми, линзовидными или неправильными грубо изометрическими сечениями (фиг. 4). У тела невыдержанное, близко к вертикальному падение; оно характеризуется пережимами и

раздувами размером до 200 *м* в поперечнике. Флогопитово-диопсидовые породы отделяются от вмещающих их алюмосиликатных пород обычными зонами: гранит или гнейс — диопсидово-полевошпатовая порода — диопсидово-скаполитовая порода — паргаситовая или роговообманковая порода (может отсутствовать) — флогопитово-диопсидовая порода.

Промышленные концентрации флогопита приурочиваются к флогопитово-диопсидовой породе и локализуются в крупных пустотах растворения в секущих жилах вместе с розоватым кальцитом и кристаллами диопсида



Фиг. 4. Схематическая геологическая карта флогопитового месторождения Пхосу (горизонт 1400 *м*, штольня № 5)

1 — диабазовые порфириты палеозойского возраста; *2* — аляскиты, диопсидовые граниты и пегматиты, местами скаполитизированные и скарнированные; *3* — амфиболиты, гнейсы, диопсидово-плагиоклазовые породы и флогопитовые доломитовые мраморы; *4* — флогопитово-диопсидовые породы; *5* — гнезда и жилы гигантокристаллического флогопита; *6* — элементы залегания реликтовой слоистости породы; *7* — элементы залегания жил гигантокристаллического флогопита; *8* — горные выработки штольни № 5

и фторапатита. Это структурное положение концентраций гигантокристаллического флогопита хорошо видно на фиг. 4. От вмещающих флогопитово-диопсидовых пород тела гигантокристаллического флогопита нередко отделяются мономинеральной диопсидовой породой, имеющей крупнокристаллическое, иногда поперечно-шестоватое строение. Гигантокристаллический флогопит характеризуется низкой железистостью и высоким содержанием фтора (табл. 4, анал. 1).

Одним из интересных и важных в практическом отношении вопросов является вопрос о геохимических условиях формирования и положении в общем процессе флогопитообразования концентраций гигантокристаллического промышленного флогопита. Сравнительное изучение показывает, что он отличается по составу от мелколистоватого флогопита, входящего в состав вмещающих флогопитово-диопсидовых пород, более высоким содержанием фтора и относительно низкой железистостью. Это различие в составе флогопитов было установлено при изучении флогопитовых жил штольни № 5 (месторождения Пхосу), которые имеют резко секущее положение (азимут падения 310°, ∠80°) по отношению к полосчатости вмещающих флогопитово-диопсидовых пород (азимут падения 70° ∠35°).

Соотношение состава этих флогопитов, взятых в пределах одного забоя штольни № 5, приводится в табл. 4 (анализы 2 и 3).

Учитывая это различие в составе флогопитов, а также отмеченную приуроченность гигантокристаллического флогопита к гнездам и жилам, секущим флогопитово-диопсидовые породы, можно сделать заключение

Таблица 4

Химический состав флогопита из эндоконтактных месторождений (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4
SiO_2	40,90	—	—	38,91
TiO_2	—	0,15	0,26	0,39
Al_2O_3	15,61	—	—	12,71
Fe_2O_3	1,33	1,91	1,92	4,15
FeO	3,03	1,34	1,60	8,40
MgO	26,50	26,84	26,70	21,63
CaO	0,20	—	—	—
K_2O	9,26	—	—	—
H_2O	1,76	—	—	—
F	4,14	2,10	1,70	1,20
Сумма . . .	101,92	—	—	—
	(с поправкой на фтор 100,18)	—	—	—

1,2 — гигантокристаллический флогопит месторождения Пхосу; 3 — мелколистоватый флогопит месторождения Пхосу; 4 — флогопит месторождения Санрен

о связи промышленных флогопитовых концентраций с конечными стадиями процесса флогопитообразования, с воздействием относительно высокофтористых растворов на ранее образованные магнезиальные скарны, на фронте растворения которых и происходит собирательная перекристаллизация с образованием гигантских кристаллов флогопита, диопсида, апатита и т. д. С этим представлением хорошо увязывается и наличие крупнокристаллических мономинеральных диопсидовых пород, нередко окружающих жилы и гнезда промышленного флогопита. Они, вероятно, образуются в результате перекристаллизации флогопитово-диопсидовых пород с заимствованием содержащегося в них глинозема на образование крупнокристаллического флогопита.

Заметим попутно, что намечающаяся здесь связь промышленных концентраций маложелезистого флогопита с высокофтористым метасоматозом, приуроченным к конечным стадиям высокотемпературного гидротермального метасоматоза, устанавливается также для некоторых флогопитоносных районов СССР (Маракушев, Полин, 1960).

Повышение в растворах концентрации фтора вообще благоприятствует образованию флогопита, в котором гидроксильная группа легко замещается фтором, и особенно способствует, по-видимому, формированию крупных флогопитовых кристаллов. Не случайно поэтому синтез промышленного флогопита успешно мог осуществиться лишь с применением высокофтористых растворов (метод Д. П. Григорьева).

Другой разновидностью месторождений рассматриваемого типа являются месторождения, связанные с согласными и секущими жилами

гранитоидных пегматитов, в доломитовых мраморах или заместивших их в магматическую стадию магнезиальных скарнах. В результате взаимодействия пегматитов с магнезиальными породами они подвергаются скаполитизации и замещению роговообманковыми и флогопитово-диопсидовыми породами, к которым приурочиваются скопления гигантокристаллического флогопита. Примером таких месторождений может служить месторождение Сфусанли, где промышленная флогопитовая минерализация связана с пегматитовыми дайками и прослойками амфиболитов в скарнированном пласте доломитового мрамора.

Особую разновидность флогопитовых месторождений Северной Кореи представляют месторождения, связанные со щелочными эгириновыми и рибекитовыми гранитами и пегматитами. В этой группе известны лишь небольшие месторождения, не имеющие промышленного значения. Наиболее крупным из них является месторождение Санрен (уезд Кимчак). Оно связано с интрузией эгириновых гранит-пегматитов в докембрийских доломитовых мраморах, имеющих северо-западное простирание и юго-западное падение под углом около 60°. Интрузия вытянута согласно с общим простиранием пород и имеет размеры 600 × 400 *м*. Вдоль западного контакта интрузия гранит-пегматиты обогащены ортитом, цирконом, монацитом и титанитом. К контакту висячего бока, имеющего вертикальное и местами восточное падение, и приурочено флогопитовое тело мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 *м*. Оно развилось с замещением гранит-пегматитов и отделяется от него узкой зоной диопсидово-плагиоклазового состава. От доломитовых мраморов флогопитовая зона отделяется диопсидовыми и форстеритовыми интенсивно тремолитизированными породами. Флогопит месторождения Санрен характеризуется сравнительно высокой степенью окисления железа, высокой железистостью и несколько повышенной титанистостью (табл. 4, анализ 4).

Экзоконтактный тип месторождений флогопита представлен небольшими по размерам месторождениями с невыдержанной флогопитовой минерализацией. Они приурочиваются к пластам доломитовых мраморов или к ксенолитам их в гранитоидах. Промышленные концентрации флогопита наблюдаются в гнездах и жилах во флогопитово-диопсидовых и флогопитово-форстеритовых скарнах и кальцифирах, заместивших доломитовые мраморы. Флогопит в этом типе месторождений имеет значительно более магнезиальный состав по сравнению с флогопитом месторождений описанного выше эндоконтактного типа. Он имеет обычно очень светлую золотисто-коричневую окраску. Анализ флогопита из месторождения этого типа (Самхоли) дал следующий химический состав (аналитик М. В. Закосовская, в вес. %): SiO_2 — 39,32; Al_2O_3 — 18,33; Fe_2O_3— 0,75; FeO—1,15; MgO — 27,87; CaO — 0,20; K_2O — 9,95; H_2O — 9,07; F—1,54; сумма — 100,18.

Кристаллы флогопита в этом типе месторождений часто деформированы и не достигают таких крупных размеров, как в эндоконтактном типе.

Флогопитовая минерализация экзоконтактного типа нередко сопровождается образованием значительных концентраций апатита. Существуют все переходы от экзоконтактных флогопитовых месторождений через флогопитово-апатитовые к апатитовым. В апатитово-флогопитовых месторождениях наблюдается следующая зональность, образующаяся при замещении доломитового мрамора: 1) флогопитово-диопсидовая порода; 2) флогопитовая порода с кальцитом и апатитом; 3) кальцитово-апатитовая порода с флогопитом и шпинелью; 4) доломитовый мрамор с апатитом, флогопитом, паргаситом, шпинелью.

В некоторых месторождениях крупные концентрации апатита (до 80%) наблюдаются также в диопсидовой зоне. В ряде флогопитово-апатитовых

месторождений (Енью, Сеечен) устанавливается широкое распространение редкоземельных минералов, главным образом ортита, а также сфена и циркона. В самом апатите полуколичественными спектральными анализами устанавливается повышенное содержание церия (десятые доли процента), лантана и иттрия (сотые доли).

Оптическая характеристика минералов из флогопитово-апатитовых и апатитовых месторождений приводится в табл. 5.

Таблица 5

Характеристика минералов флогопитово-апатитовых месторождений

Месторождение	Парагенезис	Минералы	Ng	Np
Сеечен	Cc + Ap + Phl + Par + + Spl + ортит	Флогопит Паргасит Апатит	1,602 1,648 1,632	1,623
Сеечен	Cc + Phl + Dol + ортит	Флогопит	1,588	—
Сеечен	Cc + Phl + Par + + ортит + Ap	Флогопит Паргасит	1,602 1,650	1,630
Синпун	Mt + Ap + Dol + Cc + + Phl	Апатит	1,630	—

Ap — апатит; Cc — кальцит; Dol — доломит; Mt — магнетит; Par—паргасит; Phl — флогопит

Таким образом, намечаются определенные генетические связи флогопитовых месторождений с метасоматическими апатитовыми и редкоземельными месторождениями и рудопроявлениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минерально-парагенетический анализ месторождений талька и флогопита Северной Кореи позволил наметить для них закономерности распределения по фациям глубинности, а также ряд генетических связей, характеризующих условия образования наиболее практически ценных разностей, и парагенетические соотношения их с вмещающими породами.

Все месторождения флогопита и талька отчетливо обнаруживают приуроченность к докембрийским толщам, содержащим магнезиальные мраморы, и имеют ярко выраженный контактово-реакционный характер. При этом среди них удается выделить биметасоматические и инфильтрационные, эндоконтактные и экзоконтактные типы.

В связи с приуроченностью месторождений флогопита к наиболее глубинным фациям и к областям высокого метаморфизма и мигматизации ортоклазово-силлиманитовой метаморфической фации с чарнокитами, аналогичной подобным же соотношениям в других флогопитоносных провинциях, определяются флогопитоносные территории в пределах наиболее древних архейских метаморфических толщ, в частности, в пределах хребта Мачхолен.

Исследованиями флогопитовых месторождений Северной Кореи установлена связь гигантокристаллического промышленного флогопита с поздним этапом развития контактово-реакционных магнезиальных пород, сопровождающимся фторовым метасоматозом. В связи с этим признаки такого метасоматоза, в частности, присутствие апатита, представляет благоприятные указания на промышленные месторождения флогопита. Вместе с тем в месторождениях, сопровождающихся интенсивным фторовым и хлоровым метасоматозом и представляющих часто комплексные апатитово-флогопитовые месторождения, значительно возрастает железистость слюды, что обусловлено, по мнению авторов, резким обеднением растворов соединениями — переносчиками железа, хлоридами и фторидами. Тем не менее эти месторождения представляют наибольший промышленный интерес в связи с интенсивностью и масштабами ослюденения и присутствием редкоземельного оруденения.

Среди тальковых месторождений Северной Кореи удалось выделить три фации глубинности, приуроченные, соответственно, к различным геологическим формациям. Месторождения ривонского типа, относящиеся к наиболее глубинным фациям, приурочены к мраморно-кварцитовой толще нижнепротерозойского (синийского?) возраста. Распространение месторождений намге-пегамского типа, характеризующегося менее глубинными условиями образования, ограничивается магнезитовыми полями в доломитовых толщах серии мачхоллен нижнепротерозойского (?) возраста. Поля магнезитов в свою очередь обнаруживают пространственную связь с интрузиями лейкократовых гранитов. Непосредственная же локализация тальковых месторождений намге-пегамского типа определяется их тесной связью с жильными гранитоидами. Наконец, наименее глубинный характер имеют тальково-асбестовые месторождения типа Пуксанли.

Региональные закономерности размещения тальковых и флогопитовых месторождений Северной Кореи в наиболее общем виде определяются их приуроченностью к отмеченным геологическим формациям. Положение этих формаций в геологической структуре Сино-Корейского щита отчасти уже намечено, но должно уточниться в результате продолжающихся исследований.

Дальневосточный геологический институт
СО АН СССР,
Академия наук КНДР

С. А. Коренбаум, С. А. Щека

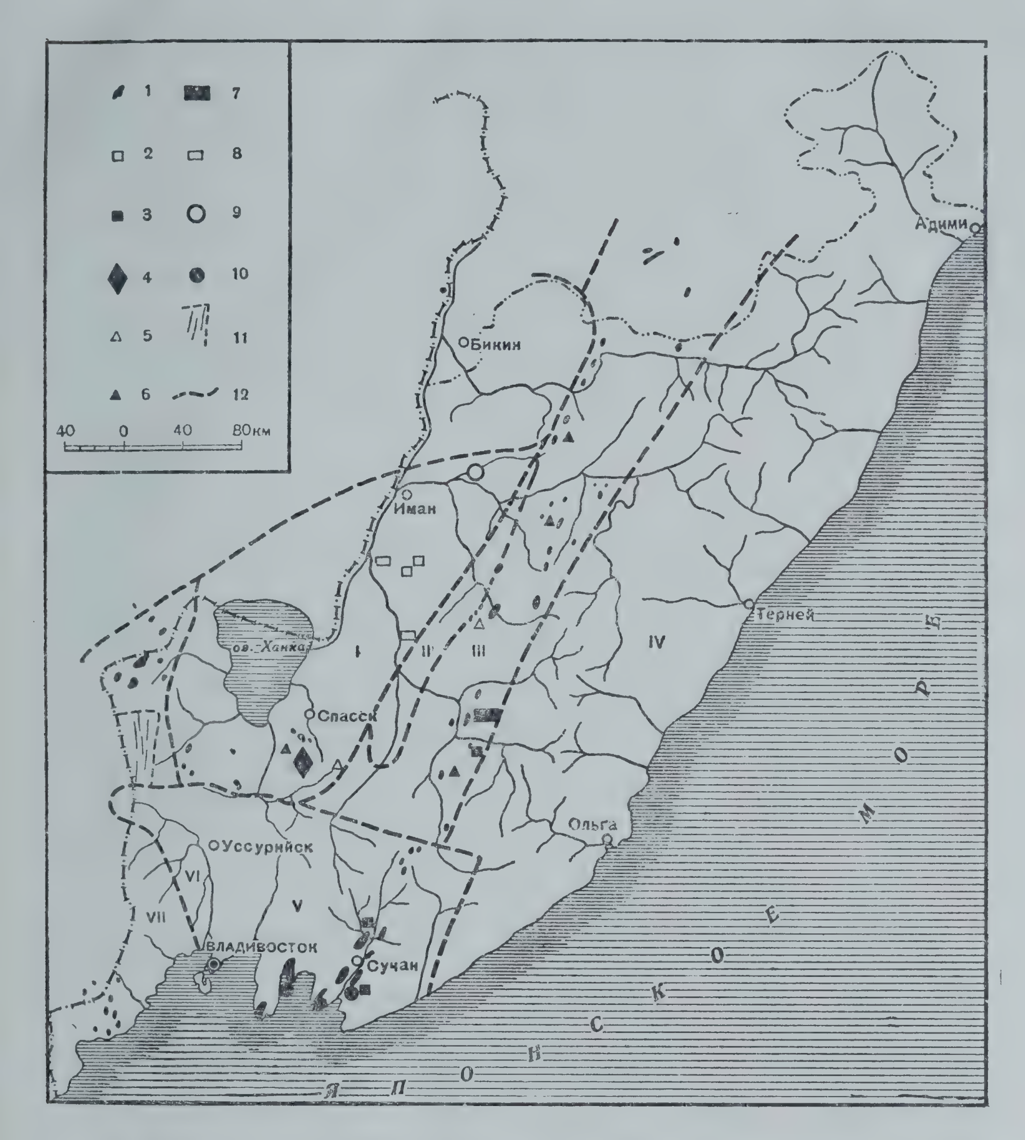
НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ПРИМОРЬЕ

Открытые в последние годы в Приморье Дмитриевское месторождение тальково-магнезитового камня и Кокшаровское месторождение вермикулита, имеющие серьезное промышленное значение, в совокупности с многочисленными проявлениями вермикулита, асбеста и тальковых пород выдвигают Приморье в число районов, представляющих значительный интерес в отношении поисков комплекса магнезиально-силикатных полезных ископаемых. В связи с возникающей проблемой изучения этих полезных ископаемых представляется своевременным рассмотрение наметившихся закономерностей их размещения.

Помимо Дмитриевского месторождения тальково-магнезитового камня, проявлений хризотил-асбеста в его окрестностях и Кокшаровского месторождения вермикулита, значительный интерес представляют крупные проявления амфибол-асбеста в Гродековском районе и многочисленные другие точки проявлений магнезиально-силикатных полезных ископаемых с невыясненными перспективами. Основные известные месторождения и проявления тальковых, тальково-карбонатных и тальково-тремолитовых пород приурочены к метаморфизованным ультраосновным массивам перидотитового или дунитового состава. Кроме того, известны также проявления этих ископаемых, связанные с доломитизированными карбонатными породами кембрия и синия. Особенного внимания среди них заслуживают тремолитово-тальковые породы Бейцухинского проявления. Распространение магнезиально-карбонатных пород в Приморье ограничивается западными районами края, площадью Уссури-Ханкайского массива, вне пределов которого эти породы отсутствуют. Амфиболовый асбест в районе Гродековского антиклинория приурочен к дайкам и древним эффузивам основного и среднего состава.

Кокшаровское месторождение вермикулита и ряд других известных его проявлений образовались в результате гидратизации в коре выветривания богатых слюдой ультраосновных пород. Однако в последнее время обнаружены зоны вермикулитизации в коре выветривания других слюдистых пород, в частности, докембрийских слюдистых сланцев.

Все проявления и месторождения магнезиально-силикатных ископаемых Приморского края (фиг. 1) по генезису можно разделить на следующие три группы: 1) проявления в магнезиально-карбонатных породах; 2) месторождения и проявления в ультраосновных породах; 3) проявления, связанные с другими типами пород.



Фиг. 1. Схема размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых Приморья

1 — интрузивные породы основного и ультраосновного состава; *2* — проявления талька в карбонатных породах; *3* — проявления талька в гипербазитах; *4* — Дмитриевское месторождение тальково-магнезитового камня; *5* — проявления асбеста в карбонатных породах; *6* — проявления асбеста в гипербазитах; *7* — Кокшаровское месторождение вермикулита; *8* — проявления вермикулита в слюдистых сланцах; *9* — проявления тальково-тремолитовых пород; *10* — проявления амфибол-асбестов в габброидах; *11* — площадь распространения амфибол-асбестовых проявлений в Гродековском районе; *12* — границы структурно-фациальных зон.

Геоструктурные блоки: *I* — Уссури-Ханкайский массив, *II* — Даубихинская синклинальная зона, *III* — Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий, *IV* — Главный синклинорий Сихотэ-Алиня, V — Южно-Приморский блок, VI — Суйфунская впадина, VII — Гродековская антиклинальная зона

Рассмотрим некоторые закономерности размещения указанных полезных ископаемых по выделенным группам, несколько подробнее остановившись на наиболее изученном Дмитриевском месторождении.

МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Магнезиальные карбонатные породы — доломиты и доломитизированные известняки — известны в Приморье только на территории Уссури-Ханкайского срединного массива среди кембрийских и частично синийских(?) пород. Участки распространения этих пород образуют небольшие, разрозненные выходы, встречающиеся в узкой полосе к востоку и юго-востоку от Уссурийско-Ханкайской низменности, протягивающейся с севера на юг примерно от бассейна реки Иман до широты города Уссурийска. Общая площадь выходов невелика; большая часть магнезиальных карбонатных пород, очевидно, скрыта под толщей кайнозойских и более древних осадочно-вулканогенных образований. В этой полосе, среди разрозненных выходов часто мраморизованных доломитов и доломитизированных известняков встречены проявления тремолитовых пород, асбестина, талька и хризотиласбеста.

Значительные площади распространения тремолитово-доломитовых и доломитово-кальцитовых мраморов известны к востоку от города Лесозаводска, в бассейне Кабарги. Тремолит здесь встречается в виде отдельных разрозненных кристаллов, небольших скоплений, а также линз, гнезд, прослоев, содержание тремолита в которых достигает 50—70% и более. Такие скопления при мощности в несколько сантиметров достигают в длину нескольких метров. Тремолит образует параллельно- и радиальнолучистые агрегаты игольчатых или пластинчатых кристаллов. Непосредственная связь тремолитизации с интрузивными породами не установлена. Значительно южнее, в пределах хребта Синего к востоку и юго-востоку от города Спасска тремолитизация проявилась в результате воздействия меловых гранитоидов на толщу карбонатных пород кембрия.

Тальковая минерализация в карбонатных породах известна только в северной части полосы магнезиальных карбонатных пород в бассейне Кабарги, среди поля тремолитизированных доломитов и доломитово-кальцивых мраморов. Наиболее интенсивная тальковая минерализация приурочивается к экзоконтактам дайковых тел, где зоны отальковання достигают мощности 13 *м*. Чешуйки талька образуют в доломитах рассеянную вкрапленность или небольшие скопления в виде гнезд и прожилков. Общее содержание талька в породе около 30%. Карбонатная составляющая породы представлена главным образом доломитом. Химический состав этой породы (в вес. %), по данным Ю. К. Танина, следующий: нерастворимый остаток — 30,12, потери при прокаливании — 30,28, SiO_2 — 20,27; $FeO + Fe_2O_3$ — 1,69; Al_2O_3 — 3,82; в растворимой части MgO — 19,27 и CaO — 15,60. Незначительное отальковапие доломитов было обнаружено также вблизи контакта их с кремнистыми горизонтами. В этом же районе в свалах вне видимой связи с какими-либо магматическими породами найдены отальнованные тремолитовые породы.

Тальково-тремолитовая порода, носящая в технике название асбестин, обнаружена в Приморье к востоку от города Имана, бассейне р. Бейцухе. В настоящее время Приморским геологическим управлением ведутся работы по выяснению промышленной ценности этого проявления. Асбестин Бейцухинского проявления представляет собой агрегат спутанно-волокнистого тремолита, между фибробластами которого располагаются чешуйки талька. Тремолит бесцветный ($Ng = 1{,}618$ и $Np = 1{,}599$), образует параллельно-волокнистые или сноповидные сростки с размерами индивидов 0,25—5,0 *мм*. Чешуйки талька имеют размер до 1,5 *мм*. Минеральный состав тальково-тремолитовых пород непостоянный, количество тремолита колеблется от 75 до 95%, талька от 5 до 20%; в породе почти постоян-

но присутствует карбонат. Зоны тальково-тремолитовой минерализации на Бейцухинском проявлении образуются за счет замещения доломитов и доломитизированных известняков вблизи контакта с прорывающими их гранитами. Одно из тальково-тремолитовых тел прослежено с поверхности на несколько сотен метров при помощи мощности от 5 до 22 *м*. Минеральный состав и технологические свойства тальково-тремолитовой породы этой зоны изучены недостаточно.

Единственное в Приморье проявление маложелезистого хризотил-асбеста, связанное с карбонатными породами, известно в районе хребта Синего к юго-востоку от города Спасска-Дальнего, в бассейне р. Даубихезы. При проведении геологосъемочных работ в доломитизированных известняках на контакте с гранитоидами были найдены зоны серпентинизации и офиокальцитов с прожилками хризотил-асбеста. Асбест поперечно-волокнистый; длина волокна, судя по единичным образцам, местами превышает 1 *см*. Доломиты, вмещающие хризотил-асбестовую минерализацию, образовались, по мнению ряда геологов, за счет вторичной доломитизации известняков кембрия. Такие доломиты известны также вблизи города Спасска-Дальнего (Бук-Прохорское месторождение) и в ряде других мест, в южной части описываемой полосы карбонатных пород.

Магнезиально-силикатные полезные ископаемые, связанные с карбонатными породами, обладают, как правило, низкой железистостью и имеют большую промышленную ценность, поэтому все имеющиеся признаки их проявлений обязывают к дальнейшим исследованиям. Следует учитывать, также, что все известные их проявления и перспективные для поисков участки расположены в западной, наиболее освоенной части края и поэтому обнаруженные месторождения могут быть особенно благоприятными для эксплуатации.

Однако широкое развитие кайнозойских образований осложняет поисковые работы в этом районе.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В БАЗИТАХ И ГИПЕРБАЗИТАХ

Несмотря на сравнительную бедность Приморья базитами и гипербазитами, все практически интересные известные в настоящее время месторождения и рудопроявления магнезиально-силикатных полезных ископаемых связаны с ними. На территории Приморья базиты и гипербазиты образуют несколько разновозрастных групп в различных структурно-фациальных зонах. В размещении базитов и гипербазитов наблюдаются следующие закономерности.

1. В большинстве своем эти породы распространены в областях древнего подводного вулканизма, для которых характерно накопление кремнисто-вулканогенных толщ.

2. Пространственно они тяготеют к окраинам, реже — к внутренним частям крупных антиклинальных структур. В зоне Сихотэ-Алинского синклинория ультраосновные породы неизвестны.

3. Ультраосновные разности значительно шире развиты в северной и центральных частях края, тогда как породы габброидного ряда преобладают на юге.

Возрастное расчленение базитов и гипербазитов для Приморья — вопрос дискуссионный. Условно можно выделить следующие комплексы; 1) нижнепалеозойский — в Уссури-Ханкайской зоне; 2) средне-верхнепалеозойский, повсеместно распространенный в Приморье; 3) мезозойский известный в северной части Сихотэ-Алинского антиклинория.

Рассмотрим кратко особенности распределения основных и ультраосновных пород и связанных с ними магнезиально-силикатных полезных ископаемых в отдельных структурно-фациальных зонах.

Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня по сравнению с другими структурно-фациальными зонами наиболее насыщен интрузивами гипербазитов. В южной части антиклинория эти породы распространены в пределах субмеридиональной полосы, образующей небольшой угол с направлением оси антиклинория. Полосы небольших массивов серпентинитов, пироксенитов, перидотитов отчетливо прослеживаются, начинаясь на юге со среднего течения р. Ян-Муть-Хоуза и протягиваясь далее по субмеридиональным участкам долин рек Улахэ, Себучар, Тудо-вака до р. Иман. На отдельных участках в пределах этой полосы в ультраосновных массивах отмечен интенсивный щелочной метасоматоз (Ариадненский, Кокшаровский и другие массивы), связанный с внедрением даек различных щелочных пород. Ряд довольно крупных массивов перидотитов, пироксенитов и габбро выявлен в последнее время съемочными работами на левобережье р. Иман, в среднем течении рек Синанча и Ситухе. Все эти массивы приурочены к верхнепалеозойским отложениям (C_2 — P_2) и по времени внедрения условно относятся к верхнему палеозою — раннему мезозою.

Предыдущими исследователями (Беляевский, 1955) отмечался ряд интрузивов гипербазитов к северу от широты г. Имана, где они были отнесены к меловому возрасту (бассейны рек Бикин, Кафэ, Катэн, Сукпай). Проявления талька, асбеста, слюд в связи с этими породами отмечались неоднократно.

Хризотил-асбест известен в целом ряде серпентинизированных массивов, в бассейнах рек Иман и Бикин, в массивах, расположенных в верховьях р. Шетуха и в районе сел. Чугуевка. В районе Боголюбовского гипербазитового интрузива (бассейн р. Сандо-Вака) под древней корой выветривания, сложенной нонтронитовыми глинами и опалово-лимонитовыми породами, которые сами могут представлять практический интерес, известны серпентиниты с тонкопрожилковой асбестоносностью. Во всех отмеченных точках асбестоносность массивов ультраосновных пород детально не изучалась.

О талькоопасности ультраосновных массивов антиклинория имеются лишь разрозненные указания. Тальковые сланцы в виде зон мощностью до 2 *м* известны среди поля габброидных пород в нижнем течении р. Фудзин. В бассейне р. Ян-Муть-Хоуза описаны зоны тальково-хлоритовых сланцев, образовавшихся в результате метаморфизма эффузивно-осадочных толщ палеозоя.

Значительные размеры некоторых массивов (порядка 5—10 *км* и более) при слабой их изученности позволяют надеяться, что детальные работы вскроют немало интересных проявлений талька.

Весьма интересны в районе Главного антиклинория месторождения вермикулита. Промышленное месторождение его расположено на правом берегу р. Улахэ, у сел. Кокшаровки. Оно образовалось в коре выветривания небольшого интрузивного массива, сложенного богатыми слюдой пироксенитами. Этот интрузив прорывает толщу эффузивно-осадочных пород, относимых к средне-карбоновому возрасту и представленных кремнистыми, глинисто-кремнистыми породами, алевролитами и эффузивами главным образом основного состава.

Петрография массива довольно сложна. В его составе отмечены пироксениты, биотитово-пироксеновые, биотитово-амфиболово-пироксеновые породы с постепенным переходом одних разностей в другие. Породы массива прорваны многочисленными дайками и жилами альбититов, сиени-

тов и нефелиновых сиенитов. Количество жильных тел в разных частях массива различно. На участках их интенсивного развития наиболее отчетливо проявлен метасоматоз с образованием слюд и роговых обманок. К экзоконтактам некоторых дайковых тел приурочены наиболее обогащенные слюдой участки. Общая площадь массива порядка 10 *км*². Распределение слюдоносных участков в теле массива и степень их слюдоносности крайне неравномерны. Содержание слюды в породах обычно колеблется от 5 до 15%, местами возрастая до 30% и более. Пироксен-авгит или титанавгит содержатся в количестве от 40 до 90%, содержание роговой обманки достигает 40% и более, постоянно присутствуют рудные минералы — магнетит и титаномагнетит, карбонаты, сфен. Химический состав биотитово-амфиболово-пироксеновой породы (по данным химической лаборатории Приморского геологического управления) колеблется в пределах (в вес. %): SiO_2 41,24 — 42,0; Al_2O_3 6,88—8,78; $FeO + Fe_2O_3$ 22,72—23,12; FeO_2 2,60—3,60; CaO 13,0—16,8; MgO 5,92—8,00; SO_3 0,30—0,55; потери при прокаливании 1,64—2,54.

В приповерхностной части породы массива подверглись выветриванию и дезинтеграции на глубину 30—40 *м* и более. При этом биотит, содержащийся в породах, гидратизируется, превращаясь в вермикулит. Содержание воды в вермикулитах достигает 8,75%. Гидратизация биотита происходит постепенно, с образованием промежуточных биотитово-вермикулитовых разностей. Можно выделить две стадии гидратизации. На первой стадии биотит сохраняет буровато-черный цвет, а при дальнейшем выветривании приобретает золотистый оттенок. При нагревании слюда вспучивается, увеличиваясь в объеме в 15—20 раз. При этом сильнее гидратизированные разности вспучиваются при более низкой температуре. Оптимальные температуры вспучивания составляют 850—900°. Преобладающий размер пластинок вермикулита от 3 до 10 *мм*. Предварительные подсчеты запасов показывают, что месторождение относится к довольно крупным, сортность слюды и ее среднее содержание почти не уступают рудам других крупных месторождений вермикулита.

В окрестностях Кокшаровского месторождения найден ряд аналогичных массивов, в коре выветривания которых обнаружен вермикулит. Запасы и качество вермикулита этих проявлений, вероятно, промышленные. Сходную характеристику имеют габбро-пироксенитово-перидотитовый Ариадненский массив и ряд других более мелких ультраосновных интрузивов, расположенных к северу от Кокшаровского. Содержане слюды (флогопита) достигает в них 30% и более. Гидратизация слюд на этих массивах проявлена только на участках с развитой древней корой выветривания.

Гродековская антиклинальная зона в северо-восточной и юго-западной оконечностях характеризуется широким распространением основных интрузий верхнепалеозойского возраста. Южная группа интрузий (Хасанский район) представлена довольно однообразными роговообманковыми габбро и габбро-норитами. Местами в породах отмечается сильный катаклаз, обогащение кварцем и акцессорными элементами гранитов. Серпентиниты встречаются редко. Иногда в них развиваются зоны актинолитизации и оталькования. Более перспективная северная полоса распространения основных пород. Здесь, кроме габброидных разностей, широкое развитие получили эффузивы и малые интрузии основного и среднего состава — диабазы и диабазовые порфириты, с которыми связано широкое площадное распространение амфибол-асбеста. Асбестоносность выявлена в пределах меридиональной полосы, протягивающейся на несколько десятков километров к югу от долины р. Суйфун до пос. Пограничный. Минерализация приурочена к горизонтам эффузивов эффузивно-осадоч-

ной толщи верхнего палеозоя, а также к дайковым телам, прорывающим эту толщу. Эффузивно-осадочная толща представлена филлитовидными сланцами, алевролитами, аркозовыми песчаниками, смята в складки субмеридионального простирания, значительно дислоцирована, метаморфизована и прорвана интрузиями и жилами разнообразного состава. Асбестоносные эффузивы в составе толщи образуют многочисленные невыдержанные горизонты мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров, представленные диабазами, диабазовыми и диоритовыми порфиритами. Асбестоносные дайки по составу аналогичны эффузивам; преобладающее простирание меридиональное, мощность от 1 до 15 *м* и редко более.

Прожилки амфибол-асбеста располагаются в породе крайне неравномерно. Чаще всего встречаются серии сближенных жилок в виде зон мощностью от 5 до 30 *м*, содержание волокна в которых, по данным линейного анализа, составляет 1—5%. Мощность отдельных жилок непостоянна и обычно колеблется в пределах от 3—5 *мм* до 1—3 *см*, достигая в раздувах 10—13 *см*.

Направление отдельных прожилков и асбестоносных зон параллельно простиранию дайковых тел и эффузивов. Асбест в прожилках поперечно, волокнистый, косо-волокнистый, редко продольно-волокнистый. Асбестовое волокно находится в тесном срастании с кварцем. Количество кварца в жилках сильно колеблется, и иногда он почти совершенно вытесняет асбест. В зальбандах жил иногда развиты эпидот, кальцит и хлорит. Очищенное от примеси кварца волокно очень эластичное, легко пушится и довольно прочное на разрыв, имеет зеленоватый, зеленовато-серый или серебристо-серый с голубоватым оттенком цвет, легко разрушается при выветривании. Погруженное в воду волокно разбухает и теряет свои механические свойства.

Амфибол-асбест имеет следующие оптические характеристики: Ng = 1,657—1,646; Np = 1,648—1,624; двупреломление около 0,020; удлинение положительное; плеохроизм по Ng — зеленый, по Nm — желто-зеленый, по Np — желтый. Растворимость в соляной кислоте достигает 30%, химические анализы показывают содержание окиси натрия в пределах десятых долей процента. Рентгеноструктурный анализ указывает на тремолитовый тип кристаллической решетки. Следует, однако, помнить, что исследования химических и оптических свойств выполнены для затронутых выветриванием разностей асбеста. Изучение минералогии амфибол-асбестов этого района продолжается.

Четкая приуроченность амфибол-асбеста к породам определенного петрографического типа позволяет относительно легко выявлять новые участки амфибол-асбестовой минерализации.

Южно-Приморский блок в отношении габброидных и ультраосновных пород еще менее изучен, чем предыдущие зоны. Здесь известен ряд массивов основных и ультраосновных пород (Сучанский, Находкинский, Путятинский и другие). Часть из них располагается вдоль побережья залива Петра Великого (Путятинский, Анненский, Находкинский), вблизи выходов глубоко метаморфизованных древних пород. Другая часть образует почти непрерывную полосу интрузий, протягивающуюся более чем на 100 *км* от п-ова Трудного вдоль р. Сучан. Условно эти породы отнесены к верхнему палеозою. Среди основных пород преобладают крупнозернистые, катаклазированные роговообманковые габбро. Гипербазиты в пределах блока встречаются редко. У сел. Зумбрины Н. А. Беляевским отмечены находки пироксенита. Во время съемочных работ в долине р. Сучан (падь Широкая) среди габброидов прослежена линза серпентинизированных пород с маломощными про-

жилками амфибол-асбеста и линзами талька. Оталькованные серпентиниты известны также в районе Сергеевского железорудного месторождения. Серпентинизированные дуниты, перидотиты и тальково-тремолитовые породы обнаружены нами у железнодорожной станции Дунай, где они тесно ассоциируют с крупнозернистыми амфиболовыми габбро. В районе залива Стрелок неоднократно отмечались находки амфибол-асбеста. В геологическом отношении данный район обнаруживает некоторое сходство с Гродековским, поэтому он может быть перспективен для поисков амфиболовых асбестов. Несмотря на довольно многочисленные указания на находки асбестов и талька, перспективность района в отношении этих полезных ископаемых ограничена из-за отсутствия крупных интрузий гипербазитов.

Уссури-Ханкайский массив представляет наиболее эродированную структуру Приморья. Основные и ультраосновные породы в его составе играют незначительную роль. Распространены они в южной части, где образуют ряд мелких разобщенных тел амфиболизированных габброидов и серпентинизированных перидотитов. Габброиды отмечаются в районе Вознесенки, Сергеевки, Хороля. Практически интересных проявлений полезных ископаемых в связи с ними не обнаружено.

Апоперидотитовые серпентиниты известны в районе Спасска, где они изучались в связи с разведкой крупного Дмитриевского месторождения тальково-магнезитового камня и асбеста. Геологические особенности этого месторождения заслуживают более детального рассмотрения.

Дмитриевское месторождение находится в западной наиболее освоенной части Приморского края, вблизи от крупных районных центров, шоссейных и железных дорог. Месторождение приурочено к северо-восточному крылу Дмитриевского антиклинория, расположенного на юго-восточной окраине Уссури-Ханкайского срединного массива.

Дмитриевский антиклинорий сложен осадочными породами нижнего и среднего кембрия, представленными дмитриевской, меркушевской свитами и кноррингской толщей. Непосредственно на площади месторождения развиты третья и четвертая подсвиты дмитриевской свиты. Третья подсвита нижнекембрийского возраста сложена известняками. Четвертая подсвита мощностью более 1000 *м* состоит из переслаивающихся известняков, эффузивов основного, среднего и кислого состава, туфов и туфогенно-осадочных пород. Возраст четвертой подсвиты на основании фауны археоциат определен как переходный от нижнего к среднему кембрию.

На породы Дмитриевской свиты, по-видимому, с небольшим угловым несогласием ложится меркушевская свита, относимая к среднему кембрию. Свита сложена грубозернистыми породами — конгломератами и песчаниками с серицитово-хлоритовым или известковым цементом.

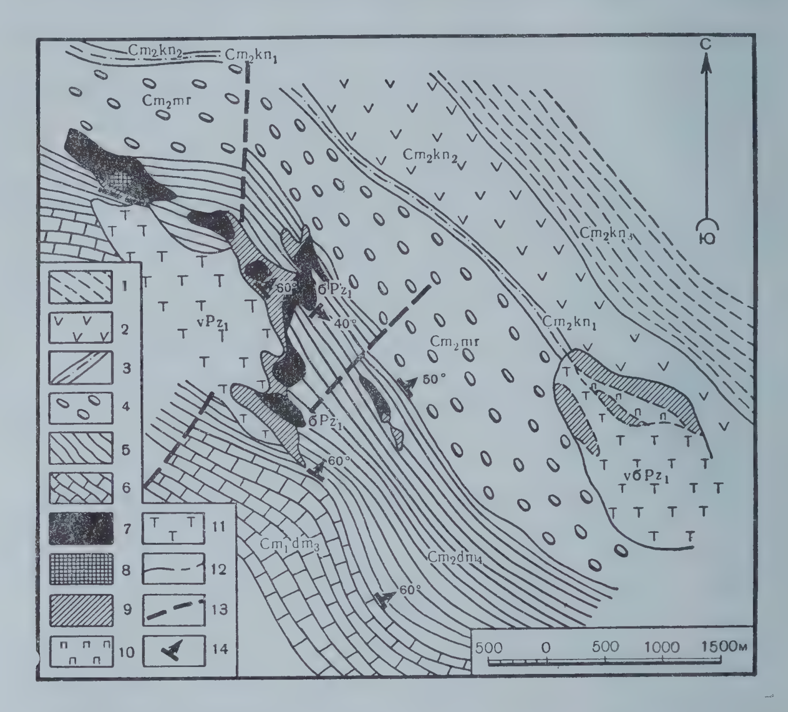
Отложения меркушевской свиты перекрываются мощной (до 700 *м*) пачкой основных эффузивов и туфов, относимых к кноррингской толще. В составе кноррингской толщи имеется горизонт сургучно-красных кварцево-гематитовых сланцев с содержанием Fe_2O_3 до 30%.

Метаморфизм осадочных и вулканогенно-осадочных пород выразился в преобразованиях их в хлоритовые, серицитово-хлоритовые и серицитовые сланцы с альбитом и карбонатом.

Осадочные породы кембрия прорваны небольшими интрузиями основного и ультраосновного состава. Среди них выделены три типа интрузивов: существенно габброидные, существенно перидотитовые и сложно дифференцированные габбро-дунитовые. Формирование их шло в следующей последовательности: перидотиты, габбро, дифференцированные интрузии. Если первые внедрялись до складчатости или одновременно с ней, то дифференцированные интрузии формировались несколько позднее, в более спокойной тектонической обстановке.

Все эти типы интрузий относятся к нижнепалеозойскому, по-видимому' кембрийскому магматическому комплексу и претерпели значительный метаморфизм. Интрузии кислых пород в районе месторождения отсутствуют.

Массив габбро известен в центральной части Дмитриевского месторождения, где он примыкает в лежачему боку перидотитовых тел. Первичный



Фиг. 2. Схема геологического строения района Дмитриевского тальково-магнезитового месторождения

1, 2, 3 — кнорринская толща: *1* — верхний горизонт-серицитовые, кварцево-серицитовые сланцы, линзы кремнистых пород (Cm_2kn_3); *2* — средний горизонт — эффузивы и туфы основного состава (Cm_2kn_2); *3* — нижний горизонт — алевролиты на серицитовом цементе (Cm_2mr); *4* — меркушевская свита — конгломераты с редкими прослоями песчаников и алевролитов (Cm_2mr); *5, 6* — дмитриевская свита; *5* — четвертая подсвита — переслаивающиеся известняки, эффузивы основного среднего и кислого состава, туфы, туфогенно-осадочные породы (Cm_2dm_4); *6* — третья подсвита — известняки с редкими горизонтами серицитовых сланцев (Cm_1dm_3); *7* — тальково-карбонатные породы; *8* — кварцево-карбонатные породы; *9* — серпентиниты; *10* — пироксениты; *11* — габбро; *12* — геологические границы; *13* — тектонические нарушения; *14* — элементы залегания

габбровый состав массива устанавливается по редким реликтам плагиоклаза, пироксена и бурой роговой обманки, которые обычно полностью замещаются эпидот-цоизитом, актинолитом и хлоритом.

Перидотиты образуют ряд небольших линзовидных тел площадью до 0,1 *км*^{2}, удлиненных параллельно основным складчатым структурам. Наиболее крупное тело вытянуто в меридиональном направлении (фиг. 2) и осложнено многочисленными выступами северо-западного простирания. Очертания массивов перидотитов определялись, очевидно, во время проявления складчатых дислокаций и дизъюнктивных нарушений. Линзовидные тела имеют согласное со складчатостью северо-восточное падение, причем контакты лежачего бока падают более полого, чем висячего.

Ультраосновные массивы нацело серпентинизированы. Их перидотитовый состав устанавливается лишь по реликтово-псевдоморфным структурам.

Среди серпентинитов выделяются антигоритовые, хризотилово-антигоритовые и хризотиловые разности, связанные постепенными переходами. Антигоритовые серпентиниты наблюдаются вокруг тальково-магнезитовых залежей, образуя широкий, до нескольких десятков местов ореол. Они появляются вокруг дайковых тел и зон смятия.

Почти повсеместно в серпентинитах встречается карбонат, дающий то хорошо ограненные, то лапчатые неправильной формы кристаллы. Местами в зонах смятия и вблизи дайковых тел развивается тальк, брусит, вблизи контактов с известковистыми породами появляется актинолит.

В ряде серпентинитовых массивов в окрестностях Дмитриевского месторождения обнаружена мелкопрожилльная асбестоносность, шлиры и вкрапленность хромита.

Прожилки нормального хризотил-асбеста всречаются только в хризотиловых серпентинитах; в ангоритовых серпентинитах асбест, как правило, ломкий.

Сложная дифференцированная интрузия основного и ультраосновного состава известна в 3 *км* к востоку от месторождения. Площадь ее около 1,5 *км*^{2}. В составе интрузии можно выделить дуниты, пироксениты, габброидные разности, а среди последних лейкократовые породы типа анортозитов. Все породы массива сильно метаморфизованы. В них широко проявлены серпентинизация, амфиболизация и эпидотово-цоизитовая минерализация. Породы ультраосновного состава в виде пятен и полос встречаются в разных частях массива и количественно подчинены габброидам. Переходы между отдельными петрографическими типами пород постепенные. В аподунитовых серпентинитах этой интрузии встречается тонкопрожилковый хризотил-асбест. Залежи тальково-магнезитового камня здесь неизвестны.

Дайковые тела на площади месторождения имеют основной или средний состав и по возрасту могут быть разделены на 3 группы: 1) внедрившиеся до тальковой минерализации; 2) одновременные с тальковой минерализацией; 3) молодые, неизмененные дайки. Мощность дайковых тел колеблется от нескольких сантиметров до 1,5—2,5 и редко до 5—8 *м*.

Породы кембрия образуют в районе месторождения моноклиналь с северным или северо-восточным падением под углом 50—70°. Ультраосновные и основные массивы, как видно на фиг. 2, отчетливо приурочиваются к горизонтам эффузивных и эффузивно-осадочных пород толщи кембрия, к месту, в котором происходит ее изгиб с изменением простирания почти на 45° с северо-западного на широтное. Этим изгибанием мощной толщи кембрия обусловлены, кроме внедрения интрузивных тел, появление ряда тектонических нарушений, а также сильное рассланцевание, разлинзование и перекристаллизация цемента пород меркушевской свиты.

Из пликативных дислокаций следует упомянуть небольшие флексурообразные изгибы горизонтов кембрия и явление частичного раздвигания слоев осадочных пород, возникающее, по всей вероятности, при внедрении ультраосновных интрузивов, в контактах с которыми в висячем боку тел увеличивается угол падения и иногда породы приобретают обратное падение.

Залежи тальково-карбонатных пород образуются за счет серпентинитовых массивов, располагаясь в их пределах в зонах повышенной трещиноватости или небольших тектонических нарушений.

На месторождении известно 7 крупных тальково-карбонатных залежей, которые показаны на фиг. 2. Площади отдельных залежей колеблются от 20 000 до 140 000 *м*^{2}. На глубину тальково-магнезитовая минерализация без существенных изменений прослежена на 150 *м* от поверхности; мощность тел при этом несколько уменьшается.

Тальково-карбонатные породы Дмитриевского месторождения представлены мелкокристаллическим агрегатом карбоната и талька с вкрапленностью магнетита и пирита. Часто встречаются маломощные прожилки магнезита, чистого зеленоватого талька очень редко кварца. Трещиноватость пород незначительна; степень рассланцованности различна. На большей части залежей она вовсе незаметна или проявлена слабо. Под микроскопом видно, что зерна и сростки карбоната «цементируются» мелкочешуйчатым тальком. Количественно-минеральные подсчеты дают следующий состав (в объемн. %): тальк 44—55, карбонат 38—46, рудный минерал 2—10. Тальк образует мелкочешуйчатые скопления размером 0,2—3 *мм*. Оптические константы этого талька ($Ng = 1,590$; $Np = 1,542$; $Np - Np = 0,048$; $2V = 22-35°$) характерны для железистых разностей. Карбонат представлен удлиненными или изометричными зернами, часто образующими скопления размером 3—5 *мм*. Очертания зерен карбоната в разных частях залежей различны. В одних случаях встречаются идиоморфные зерна с правильными, ровными гранями, в других — очертания зерен извилисты, бухтообразны; при этом зерна переполнены многочисленными включениями тальковых чешуек. Судя по оптическим константам, этот карбонат ($Ng = 1,716$; $Np = 1,522$; $Ng - Np = 0,194$) является магнезитом. Интересно отметить, что такой же состав имеет карбонат, повсеместно распространенный в серпентинитах. Рудный минерал представлен магнетитом и гематитом. Последний начинает преобладать вблизи поверхности, вплоть до образования крупных пластин железной слюдки. Магнетит образует пылевидную вкрапленность и более крупные зерна, распространенные главным образом в пределах карбонатной части породы. Помимо перечисленных выше минералов, в породах присутствуют крупные зерна красновато-бурой хромшпинели, которые по трещинкам замещаются магнетитом. Вблизи контактов с осадочными породами в тальково-магнезитовой породе встречаются хлорит, доломит, местами кальцит.

Химический анализ тальково-магнезитовой породы, проведенный в лаборатории «Геолнерудстрома», дал следующие результаты (в вес. %): нерастворимый остаток — 50,77; потери при прокаливании — 24,37; SiO_2 — 32,02; Al_2O_3 — 1,16; Fe_2O_3 (общее) — 6,90; FeO (раств. в HCl) — 4,84; MgO — 35,77; MgO (раств. в HCl) — 19,81; CaO — 0,15; TiO_2 — 0,05; MnO_2 — 0,09; Cr_2O_5 — 0,10; S — 0,03. Характерно снижение степени окисления железа с глубиной в тальково-магнезитовых породах, что видно из следующих анализов, выполненных в лаборатории Дальневосточного филиала Сибирского отделения АН СССР (табл. 1).

Таблица 1

Изменение содержания FeO и Fe_2O_3 в тальково-магнезитовой породе залежи Северной (в вес. %)

Глубина отбора проб (скв. 9)	FeO	Fe_2O_3
9,0—26,0	2,95	3,92
32,0—47,0	2,08	4,78
55,0—71,0	2,95	3,52
82,0—94,0	4,10	3,24
94,0—115,7	4,10	2,42

Результаты массовых химических анализов и технологических испытаний, производившихся во время разведочных работ на месторождении, показали однородность тальково-магнезитовых пород и пригодность их к использованию.

Перейдем к рассмотрению серпентинизации гипербазитовых массивов Дмитриевского месторождения и процессов формирования в их пределах тальково-карбонатных залежей.

Первой стадией изменения ультраосновных пород явилась их серпентинизация с образованием хризотиловых разностей серпентина. В пределах ультраосновных массивов первичные несерпентинизированные породы не обнаружены и только реликтовые структуры — зерна бастита и вкрапленность магнетита — позволяют сделать заключение о том, что слагающие эти массивы породы состояли из оливина и ромбического пироксена и представляли, по-видимому, гарцбургиты.

Серпентинизация этих пород, очевидно, сопровождалась значительным выносом магнезии и кремнезема, с чем связан низкотемпературный кремниево-магнезиальный метасоматоз пород, вмещающих серпентиниты.

В экзоконтактах массивов можно выделить ряд зон, характеризующихся определенным комплексом минералов и парагенетических взаимоотношений. Наиболее удаленной от ультраосновных массивов зоной можно, по-видимому, считать зону окварцевания. В описываемом районе она выражена слабо, в виде редких вкрапленников и прожилков кварца. С приближением к массивам серпентинитов, кроме окварцевания, проявляется карбонатизация, причем порфиробласты кальцита развиваются по хлориту.

С приближением к контакту с серпентинитами возникают новые минералы — клиноцоизит и затем актинолит. Дальнейшее изменение породы приводит к увеличению количества актинолита, замещающего все другие минералы: эпидот, хлорит и даже альбит. Зоны непосредственного экзоконтакта серпентинитовых массивов местами сложены почти мономинеральной актинолитовой породой. Такого рода замещение сопровождалось привносом магния. В приконтактовой зоне отчетливо проявлено замещение альбита сначала эпидотом, а затем актинолитом. В некоторых случаях альбит встречается лишь на значительном расстоянии от контакта.

Таким образом, в экзоконтакте массива серпентинитов с эффузивно-осадочными породами хлоритово-альбитового состава под влиянием просачивающихся богатых SiO_2 и MgO (возможно, и CaO) растворов возникает ряд более или менее четко выраженных зон замещения, которые схематично могут быть представлены в виде следущей метасоматической колонки (начиная от контакта): 1) актинолит; 2) актинолит, клиноцоизит; 3) актинолит, клиноцоизит, хлорит; 4) актинолит, клиноцоизит, хлорит, альбит; 5) актинолит, клиноцоизит, кальцит, хлорит, альбит, (кальцит); 6) клиноцоизит, кальцит, хлорит, альбит, (кальцит); 7) кальцит, кварц, хлорит, альбит, (кальцит); 8) кварц, хлорит, альбит, (кальцит); 9) хлорит, альбит, (кальцит). (Кальцит, присутствовавший в породе до начала метаморфизма описываемой стадии, взят в скобки).

Степень развития выделенных зон резко различна. Указанная последовательность маскируется процессами диафтореза, влиянием первичного состава пород и более поздними гидротермальными процессами. В ряде случаев наблюдалось переотложение альбита во внешних зонах фронта замещения. На этих участках альбит замещал минералы группы эпидота, актинолит и, по-видимому, хлорит.

Метаморфические явления в габброидах на контакте с серпентинитами характеризуются такой же метасоматической колонкой, как и эффузивно-осадочные образования, но с возникновением ассоциаций, более бедных кальцием.

Появление зон тальково-карбонатных пород и связанной с ними карбонатизации серпентинитов представляет вторую гидротермальную стадию метаморфизма ультраосновных пород. Наиболее полно и отчетливо эта стадия проявлена в самих ультраосновных массивах, а во вмещающих породах обнаружены только незначительные сопутствующие ей изменения.

Основной стадии образования тальковых пород предшествовали слабо проявленные процессы карбонатизации. Карбонат этой стадии, как правило, представлен магнезитом. По-видимому, в это же время образовался брусит, но брусит никогда не встречается в местах проявления карбонатизации.

Породы, образовавшиеся при метаморфизме, связанном со вторым этапом гидротермального воздействия, образуют три следующих друг за другом зоны: антигоритовых серпентинитов, тальково-магнезитовых пород и кварцево-магнезитовых пород.

Зоны антигоритовых серпентинитов широкой полосой окружают залежи тальково-магнезитовых пород, развиваясь за счет хризотиловых серпентинитов. Перекристаллизация идет с уничтожением зерен бастита, карбоната и переотложением магнетита. Как показали исследования Горецкой (1958), процесс антигоритизации сопровождается привносом SiO_2, Al_2O_3 и выносом MgO. Перекристаллизация серпентина местами сопровождается замещением карбоната. Однако карбонат замещается не полностью: чешуйки антигорита прорастают карбонат, не замещая его целиком. Характерно, что во внутренних частях антигоритовых зон с приближением к участкам тальково-магнезитовой минерализации наблюдается обратное явление: развитие карбонатов по антигориту. Это свидетельствует о большой роли углекислоты, активность которой падает с удалением от зон тальково-магнезитовой минерализации. Несомненно, что антигоритовые серпентиниты образуются при большой активности воды, кремнекислоты и углекислоты, приводящих систему в напряженное, неустойчивое состояние, когда в ней легко могут происходить процессы замещения.

Повышение активности CO_2 вызывает замещение серпентинита карбонатом и ведет к освобождению и переходу в раствор дополнительных количеств воды и кремнекислоты. Тальково-магнезитовая минерализация возникла при более высокой химической активности углекислоты по сравнению с условиями развития антигорита. В этой обстановке антигорит уже был неустойчив и разлагался с образованием талька и магнезита: $Mg_6Si\,O_{10}(OH)_8 + 3CO_2 = 3MgCO_3 + Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3H_2O$.

С дальнейшим повышением активности углекислоты происходит разложение талька с образованием магнезита и кварца: $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3CO_2 = 3MgCO_3 + 4SiO_2 + H_2O$.

Породы, отвечающие трем степеням возрастающей активности углекислоты, образуют зональность вокруг разломов и трещин, с которыми связано оталькование. Непосредственно вдоль разломов развивается кварцево-магнезитовая зона, которая с обеих сторон оторочена тальково-магнезитовой, а затем антигоритовой зонами. Возможно, что образование этой зональности связано с падением активности CO_2 по мере удаления от зон трещиноватости (зон циркуляции углекислых растворов), но не исключена возможность того, что эти ступени отвечают различным температурным этапам диафтореза серпентинитовых массивов.

На фоне процесса перехода антигоритового серпентинита в тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы рассмотрим поведение железа, так как оно определяет состав магнезиального карбоната. В хризотиловых серпентинитах железо связано главным образом в магнетите. При перекристаллизации серпентинитов в антигориты магнетит ведет себя различно. В одних случаях он переотлагается, образуя более крупную нерав-

номерную вкрапленность, в других — почти совсем исчезает, хотя химические анализы показывают высокое содержание в породе железа. Это явление, очевидно, объясняется степенью окисления железа. При высоком окислительном потенциале образуется магнетит, при низком — железо в закисной форме изоморфно входит в состав силикатов или карбоната. Сульфидное железо в виде пирита в тальково-магнезитовой породе Дмитриевского месторождения встречается редко и в сравнительно малых количествах.

Кроме чисто магнезиально-силикатных минералов, в ультраосновных серпентинизированных породах вблизи контактов с алюмосиликатными и известковыми породами возникает ряд новых минералов, таких как актинолит, хлорит, доломит, кальцит. Хлорит, по-видимому, пеннин, появляется в серпентинитах и тальково-магнезитовых породах на контакте с алюмосиликатными породами. На контакте с известковистыми породами в серпентинитах появляются зоны серпентиново-актинолитово-талькового состава; среди тальково-магнезитовых пород появляется доломит.

Изменения вмещающих пород, связанные с процессами оталькования второй гидротермальной стадии метаморфизма, выражены слабо. В известняках в непосредственной близости от контакта с тальково-карбонатными породами под микроскопом установлены небольшие гнезда и жилки талька.

Источники гидротермальных растворов, под влиянием которых происходили описанные изменения, не ясны. Ближайшие гранитные массивы удалены от месторождения на 20—25 *км*. Некоторый свет на вопрос о природе растворов проливает обработка данных спектрального анализа. Спектральный анализ дает три обособленные группы элементов: а) Ti, V, Co, Ga — габброидная; Ni, Cr — гипербазитовая; Zn, Pb, Sn — гранитная. Последняя группа элементов характерна для некоторых кварцевых жил и появляется в тальково-магнезитовых породах и серпентинитах, особенно в сильно измененных антигоритовых разностях (до 0,1% Zn). Для Уссури-Ханкайского срединного массива установлено, что гранитная магма палеозойского этапа обогащена Zn и Sn (Вознесенское месторождение) и в меньшей степени Pb. Эти факты, по-видимому, свидетельствуют о связи тальково-карбонатного этапа минерализации с гранитоидами.

Заканчивая характеристику Дмитриевского месторождения, можно сделать некоторые выводы о закономерностях размещения и критериях поисков подобных месторождений.

1. Ультраосновные массивы в структуре Дмитриевского антиклинория приурочены, с одной стороны, к горизонтам эффузивно-осадочных пород кембрия, а с другой — к местам структурных изгибов мощной толщи кембрия с изменением направления почти на 45°.

2. Вокруг серпентинитовых массивов образуются зоны измененных актинолитово-эпидотово-альбитовых пород, мощностью до нескольких десятков метров, которые хорошо выделяются на фоне хлоритовых пород региональной стадии метаморфизма и в некоторых случаях облегчают поиски ультраосновных массивов.

3. Положение тальково-магнезитовых тел внутри серпентинитовых массивов определяется зонами тектонической нарушенности, приуроченными к висячему боку ультраосновных массивов, реже, к их центральной части.

4. Залежи тальково-магнезитовых пород оконтуриваются зонами антигоритовых серпентинитов, что обусловлено отмеченной выше зональностью, связанной, вероятно, с понижением активности CO_2 при удалении от зон тектонической нарушенности.

ПРОЯВЛЕНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СВЯЗАННЫЕ С ДРУГИМИ ТИПАМИ ПОРОД

Возникновение вермикулита на Кокшаровском месторождении определяется, с одной стороны, наличием достаточно богатых слюдой пород, с другой — присутствием на этих породах коры выветривания, необходимой для гидратации слюды. Исходя из этого, в Приморском геологическом управлении было проведено изучение вермикулитоносности кор выветривания на слюдистых породах другого происхождения.

В результате в западных районах Приморского края установлен ряд точек вермикулитовой минерализации, образовавшейся за счет выветривания слюдистых сланцев и гнейсов докембрийского возраста. Пробы слюдистых сланцев, содержащие 80—85% биотита, до 20% кварца, плагиоклаз и роговую обманку, отобранные из коры выветривания в районе города Лесозаводска и поселка Кировского, были испытаны на вспучиваемость. При температурах 600—800° коэффициент вспучивания породы достигал 2,15—2,95. Около 50% чешуек слюды после вспучивания имеет размер менее 0,5 *мм*; содержание фракции крупностью более 1 *мм* редко превышает 10—12%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, проведенный обзор размещения месторождений и проявлений магнезиально-силикатных полезных ископаемых Приморского края вскрывает некоторые закономерности их размещения и позволяет наметить перспективные для их поисков геологические структуры и комплексы.

Магнезиально-силикатные полезные ископаемые Приморья связаны с доломитовыми толщами и гипербазитами, метаморфизованными толщами основных эффузивов и древними гнейсами. Все эти благоприятные для их поисков комплексы пород обнажаются в пределах антиклинальных структур. С древними доломитовыми породами синийского и кембрийского возраста, целиком располагающимися в пределах Уссури-Ханкайского срединного массива, связаны довольно многочисленные проявления безжелезистого талька, хризотил-асбеста, тальково-тремолитовых пород, в том числе асбестина. Все эти проявления приурочены к экзоконтактным зонам кислых интрузий. При оценке комплекса полезных ископаемых, связанных с гипербазитами, следует учитывать преимущественную приуроченность гипербазитов к главному Сихотэ-Алинскому антиклинорию и Уссури-Ханкайскому массиву. При этом гипербазиты перидотитовой формации, наиболее перспективные на большинство магнезиально-силикатных полезных ископаемых, получают наибольшее развитие в северных частях этих структур. Промышленные месторождения тальково-магнезитового камня приурочены к нижнепалеозойскому сильно метаморфизованному комплексу гипербазитов, тогда как месторождения вермикулита связаны с более поздними верхнепалеозойскими гипербазитами, подвергшимися интенсивному щелочному метасоматозу под влиянием различных щелочных пород.

Амфибол-асбестовая минерализация, пользующаяся широким распространением в северной части Гродековской антиклинальной зоны, связана с мощными горизонтами древних метаморфизованных основных эффузивов. Толщи сходного состава с признаками амфибол-асбестовой минерализации встречены в аналогичной структурной обстановке в Южно-При-

морском блоке, где также можно выделить площади, перспективные для поисков амфибол-асбеста.

Наряду с планомерным изучением выделенных геологических структур и комплексов в свете наметившихся закономерностей размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых особо важную задачу представляет изучение древних кор выветривания Приморья, с которыми связаны вермикулитовая минерализация, и, возможно, другие полезные ископаемые этой группы.

Геологический институт Дальневосточного филиала СО АН СССР

АСБЕСТОНОСНОСТЬ СССР И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕЕ РАЗМЕЩЕНИЯ

ПРОБЛЕМЫ АСБЕСТОНОСНОСТИ

(От редколлегии)

С глубокой древности известен человеку асбест — несгораемое волокно. Волокнистые минералы, объединяемые минералого-техническим понятием асбест, относятся к двум минеральным группам: серпентина и амфибола. Основое свойство асбеста, используемое в промышленности это волокнистость, способность давать гибкое прочное тонкое волокно, ценность которого резко возрастает при увеличении длины. Природа волокнистости для различных асбестов установлена с разной степенью достоверности. Наиболее интересным было обнаружение трубчатого внутреннего строения волокна хризотил-асбеста, специфика которого обусловливает возникновение кристаллов строго ограниченного диаметра (не более 260Å) с неограниченными возможностями роста вдоль оси *b*. У амфибол-асбестов волокнистость в основном определяется своеобразными особенностями кристаллизации при сходстве кристаллической решетки их с неволокнистыми разновидностями тех же минеральных видов. Представители обширной группы амфиболов образуют несколько минеральных рядов, характеризующихся сложными, зачастую недостаточно изученными изоморфными соотношениями. В настоящее время известны следующие асбестовидные разности амфиболов, используемые практически: 1) магнезиально-железистый безглиноземистый антофиллит-асбест, 2) кальциево-магнезиально-железистые безглиноземистые актинолит-тремолит-асбест и тремолит-асбест, 3) железистый безглиноземистый амозит-асбест (волокнистая разновидность грюнерита или куммингтонита) и несколько разновидностей натриевых щелочных амфиболов, 4) железистый безглиноземистый крокидолит-асбест (волокнистая разновидность рибекита), 5) магнезиально-железистый глиноземистый родусит-асбест (волокнистая разновидность глаукофана), 6) магнезиально-железистый глиноземистый магнезиоарфведсонит-асбест (волокнистая разновидность амфибола серии арфведсонит-эккерманит).

Бóльшая часть продукции асбеста падает на хризотил-асбест. Однако амфибол-асбесты, образующие значительно более редкие и мелкие месторождения, чем хризотил-асбест, интересны ценными специфическими свойствами — кислотоупорностью и некоторыми другими, отсутствующими у хризотил-асбеста. Особенности химического состава, зависящие от степени изоморфного замещения в паре магний—железо, определяют ценность таких видов асбестов, как хризотиловый и актинолит-тремолитовый, в качестве сырья для производства электроизоляционных материалов. С увеличением железистости ценность асбестов в этом отношении резко уменьшается. Особенности состава асбестов часто обусловлены характером вмещающих пород. Так, безжелезистые асбесты связаны лишь с магнезиально-карбонатными толщами, тогда как в гипербазитах известны лишь

разновидности с высоким содержанием железа. Для большинства разновидностей асбестов наблюдается связь с вполне определенными условиями и комплексами горных пород. За исключением крокидолитового, амозитового и отчасти актинолит-тремолитового асбеста все остальные асбесты связаны с гипербазитами и комплексами магнезиально-карбонатных пород.

СССР располагает крупнейшими в мире запасами хризотил-асбеста, но у нас пока весьма незначительны ресурсы амфибол-асбестов, в связи с чем выявление закономерностей размещения последних должны сыграть важную положительную роль в поисках месторождений этого ценного сырья.

Проблемой хризотил-асбеста в Союзе занимаются давно и несмотря на различные точки зрения на генезис хризотил-асбеста практически уже выработана методика его изучения, поисков и разведок. Накапливающиеся материалы уточняют и расширяют наши знания о закономерностях размещения месторождений хризотил-асбеста и позволяют более обоснованно оценивать перспективы асбестоносности отдельных регионов и направлять поисково-разведочные работы. Наоборот, в области изучения амфибол-асбестов наши представления в настоящее время находятся в стадии первоначального накопления материалов и непрерывно обогащаются совершенно новыми положениями. Например, в послевоенный период выявлен совершенно новый тип амфибол-асбеста — магнезиоарфведсонит, установлена промышленная ценность родусит-асбеста и обнаружены относительно крупные промышленные месторождения актинолит-асбеста в зеленокаменных вулканогенных толщах и т. п.

Современные основные дискуссионные положения в области изучения хризотил-асбеста связаны с различным генетическим подходом к оценке условий возникновения промышленных его месторождений. Развиваемая большинством специалистов концепция контактно-метаморфического происхождения хризотил-асбеста у нас была первоначально весьма детально разработана П. М. Татариновым и впоследствии дополнялась работами ряда исследователей. Согласно последним обобщениям важнейшим условием возникновения промышленных скоплений хризотил-асбеста в ультраосновных породах является незавершенность контактной серпентинизации гипербазитов под влиянием гранитных интрузий. Наличие жесткого каркаса несерпентинизированных ультраосновных пород создает возможность возникновения и сохранения контракционных трещинных полостей на фронте серпентинизации, в которых в спокойной обстановке из асбогеля кристаллизуется хризотил-асбест. Другой важнейший фактор — состав ультраосновных пород, так как серпентинизация вообще интенсивно проявляется лишь в перидотитовых гипербазитах, наиболее близких к серпентину по химизму. В свете этих критериев хризотил-асбестовые месторождения должны локализоваться преимущественно в гипербазитовых поясах, представленных перидотитовой формацией. Связь с контактным метаморфизмом наряду с некоторыми другими признаками свидетельствует о приуроченности хризотил-асбестовых месторождений к условиям малой глубинности, что также позволяет в известной мере подойти к оценке асбестоносности тех или иных геотектонических структур. В противоположность взглядам о генетической связи месторождений хризотил-асбеста с гранитными интрузиями И. М. Волохов, Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов развивают представления об автометаморфической серпентинизации массивов ультраосновных пород и образовании хризотил-асбеста в связи с воздействием растворов ультраосновной магмы. Подобные представления, по мнению большинства участников конференции, не соответствуют закономерной пространственной связи промышленных месторождений хризотил-асбеста с гранитными интрузиями.

Существуют и промежуточные генетические концепции, например, К. К. Золоева, о связи некоторых мелких промышленных месторождений с региональным метаморфизмом гипербазитов, когда все главные месторождения хризотил-асбеста, согласно этим взглядам, также признаются контактно-метаморфическими. Вероятно, образование хризотил-асбеста может происходить при серпентинизации гипербазитов в различных условиях, однако промышленные месторождения хризотил-асбеста формируются лишь при контактной серпентинизации гипербазитов под воздействием гранитов.

Несомненно более разнообразны условия формирования промышленных скоплений амфибол-асбестов. Часть этих асбестов не относится к магнезиальным силикатам и лишь условно, в связи со сходством областей использования, рассматривается в настоящем сборнике. К таким разновидностям относятся крокидолит и амозит, связанные с толщами железистых кварцитов. Многие месторождения амфибол-асбестов не обнаруживают непосредственной связи с какими-либо интрузиями и представляют закономерные образования регионального метаморфизма. Так, антофиллит-асбестовые месторождения сысертского типа по некоторым взглядам представляют продукт гистерогенного метаморфизма гипербазитов, претерпевших глубокие изменения, отвечающие гранулитовой фации. Актинолит-асбест в зеленокаменных вулканогенных толщах образуется в процессе их региональных изменений, соответствующих фации зеленых сланцев. Наконец, родусит-асбест во всех известных проявлениях, четко приуроченных к отложениям определенных (лагунных) фаций, возникает в них, очевидно, в условиях раннего метаморфизма, или эпигенеза. Магнезиоарфведсонит-асбест обнаруживает связь с гидротермальной деятельностью конкретных интрузивных тел, и асбестообразование наблюдается в определенной зоне контактово-реакционной матасоматической колонки, образующейся в послемагматическую стадию, на контакте жильных кислых интрузий и гипербазитов. Все эти закономерные связи различных типов асбеста с комплексами горных пород, геологическими структурами детально рассматриваются в статьях настоящего раздела сборника. Частично эти вопросы затронуты и в статьях предыдущего раздела.

Н. Д. Соболев, анализируя в своей статье разнообразие гипербазитов и типов их серпентинизации, обосновывает выделение трех формационных типов ультраосновных пород и рассматривает их размещение в целом на территории СССР. По мнению этого автора, поддерживаемому большинством исследователей, хризотил-асбест и амфибол-асбесты генетически связаны лишь с перидотитовой формацией ультраосновных пород.

В статье И. М. Волохова, Г. В. Пинуса и В. А. Кузнецова, трактующей закономерности размещения комплексов магнезиальных горных пород и связанных с ними магнезиально-силикатных полезных ископаемых, отражена дискуссионная точка зрения авторов на генезис (автометаморфический) месторождений хризотил-асбеста. Вместе с тем интересны приводимые авторами данные о факторах локализации антофиллит-асбеста, которые совершенно отличаются от условий, наблюдающихся в Сысертской провинции, и близки к условиям размещения магнезиоарфведсонит-асбеста.

В статье В. Д. Ладиевой отмечаются признаки асбестоносности гипербазитов протерозойских железисто-кремнистых формаций Украинского кристаллического массива. Перспективы асбестоносности этих формаций, видимо, снижаются значительной глубинностью условий проявления главного этапа метаморфизма.

Весьма интересны сведения об асбестоносности основных эффузивов Южного Приморья, приводимые в статье С. А. Коренбаума и С. А. Щеки.

Асбестоносность СССР в целом в сжатой форме рассматривается в статье Ю. К. Андреева, И. И. Волчка, В. П. Петрова, В. П. Еремеева и П. П. Токмакова, открывающей настоящий раздел сборника. Авторы рассматривают все генетические типы асбеста, известные в СССР, на основе карты асбестоносности характеризуют главные асбестоносные провинции и дают элементы прогноза.

Как интересный пример анализа закономерностей размещения всех типов асбестоносности в пределах крупного региона можно рекомендовать читателям статью К. К. Золоева. Автор приводит новую, более полную генетическую классификацию месторождений асбеста Урала, рассматривает их связи с условиями метаморфизма, характером ультраосновных интрузий, крупными геотектоническими структурами и выдвигает ряд предложений.

Статья Г. Ф. Кулешова интересна как пример составления прогнозной карты для отдельного региона. Автор, наряду с общими принципами составления прогнозных карт асбестоносности Урала, рассматривает макет прогнозной карты Сысертской антофиллит-асбестоносной провинции.

В статье В. П. Еремеева детально освещены петрографические особенности ультраосновных пород и закономерности размещения асбестоносности в Туве.

Н. С. Круцко приводит в своей статье новые данные о связи хризотил-асбестоносности лишь с одним из двух комплексов ультраосновных пород, известных в Восточном Саяне, и в связи с этим рассматривает перспективы расширения сырьевой базы асбеста в этом регионе.

В статье В. В. Белова, К. К. Золоева и А. А. Спасского детально рассматриваются новые данные о закономерностях локализации асбестового оруденения в асбестоносных полях Урала и приводятся методические указания об улучшении работы по крупномасштабному поисковому картированию.

В. Ф. Дыбков в статье, посвященной старейшему Баженовскому асбестоносному району, приводит простые и надежные критерии поисков слепых залежей хризотил-асбеста.

В статье В. Р. Артемова и В. Н. Кузнецовой описывается новое крупное асбестоносное поле и обосновывается новое положение о генетической связи асбестообразующих растворов с жильной фацией гранитоидов, что может уточнить поисковые критерии для хризотил-асбеста.

А. И. Наумов характеризует закономерности локализации хризотил-асбеста в другом новом крупном асбестоносном поле — Джетыгаринском. Статьи, посвященные отдельным крупнейшим асбестоносным полям Союза, позволяют выявить наиболее общие закономерности локализации в них хризотил-асбеста, впервые подмеченные в Баженовском асбестоносном районе.

Статья Ю. К. Андреева представляет наиболее полную современную сводку генетических типов щелочных амфибол-асбестов. Рассматривая закономерности их размещения, автор излагает предпосылки их поисков и намечает некоторые перспективные регионы в СССР.

В. Р. Артемов в своей статье на примере изучения литологических разрезов двух родусит-асбестоносных районов детально рассматривает весьма существенный для этого типа асбестоносности литологический фактор локализации оруденения и намечает некоторые поисковые предпосылки.

В статье А. Я. Хмары детально рассмотрена пока единственная в СССР Сысертская антофиллит-асбестовая провинция. Автор на фоне тектонического строения района выделяет пояса метаморфизованных гипербазитов и намечает условия локализации асбестоносности в связи с метаморфической

зональностью, возникшей в телах метаморфизованных гипербазитов в процессе регионального метаморфизма.

Статья Ю. Д. Пивенштейна представляет интерес как пример описания крупных проявлений актинолит-асбеста в основных эффузивных породах, метаморфизованных до фации зеленых сланцев. Здесь любопытна подмеченная автором закономерность возникновения асбестоносных жил альпийского типа лишь в эффузивных породах определенной структуры. Весьма интересны также наблюдения автора, подтверждающие его представления о кристаллизации актинолит-асбеста из геля.

---

*Ю. К. Андреев, И. И. Волчек, В. П. Еремеев,
В. П. Петров, П. П. Токмаков*

АСБЕСТОНОСНОСТЬ СССР

ВВЕДЕНИЕ

За последнее десятилетие асбестовая сырьевая база Союза резко изменилась как в количественном, так и в качественном отношении, что определялось в первую очередь запросами промышленности, потребляющей асбестовое сырье и изделия из него. Выявлены новые генетические типы месторождений и минералогические разновидности асбестов, неизвестные ранее не только в пределах Союза, но и за рубежом. Изменилось и пространственное размещение месторождений на территории Союза за счет более детального изучения ранее известных месторождений и открытия новых.

Если по количеству запасов и масштабам добычи хризотиловый асбест всегда резко преобладал над всеми остальными асбестами, добываемыми в СССР, то в отношении своей практической значимости в отдельных случаях амфиболовые асбесты не уступают хризотиловому.

КЛАССИФИКАЦИЯ АСБЕСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для месторождений хризотилового асбеста широко известна классификация П. М. Татаринова, согласно которой выделяются два типа месторождений, связанных 1) с ультраосновными породами (с подтипами: баженовским, лабинским и карачаевским) и 2) с магнезиальными карбонатными породами (с аспагашским подтипом).

Удобство этой классификации заключается в том, что ее применение к отдельным районам позволяет использовать такие признаки, как состав вмещающих горных пород и характер геологической обстановки и строения месторождений.

Месторождения хризотилового асбеста, связанные с ультраосновными породами

Баженовский подтип месторождений хризотил-асбеста приурочен к серпентинизированным перидотитам (в большинстве случаев это гарцбургиты) и иногда к серпентинизированным дунитам (месторождение Шабани). Зоны асбестовых руд представляют собой полосы различной мощности, фиксирующие пространственное положение тектонических разломов. Эти полосы асбестоносных пород, пересекаясь, образуют петли, внутри которых сохраняются ядра серпентинизированных перидотитов размером от нескольких квадратных сантиметров или метров до нескольких квадратных километров.

Для месторождений Баженовского подтипа характерно зональное строение асбестоносных зон. Среди слабо серпентинизированных перидотитов локализуются простые и сложно оторочечные жилы. Области развития таких жил располагаются около или в краевых частях перидотитовых ядер. В почти нацело серпентинизированных перидотитах, ближе к центру асбестоносной зоны, встречаются сетчатые жилы асбеста, рассекающие породу в различных направлениях. Центральную часть асбестоносной зоны занимают жилы мелкопрожила. Для асбестоносной зоны характерно симметрично-зональное строение. Пространственно и генетически месторождения Баженовского подтипа связаны с интрузиями гранитов. Для серпентинитовых массивов, вмещающих такие месторождения, характерна незавершенность процессов серпентинизации, что выражается в наличии перидотитовых ядер.

К баженовскому подтипу относятся крупнейшие мировые месторождения хризотилового асбеста (Баженовское, Актовракское, месторождения Канады и др.).

Лабинский подтип месторождений хризотил-асбеста приурочен к нацело серпентинизированным ультраосновным породам. Месторождения хризотил-асбеста в данном случае образуются сериями одиночных жил, расположенных на значительном расстоянии друг от друга, либо представляют собой жилообразные полосы серпентинитов, пронизанных параллельными жилками асбеста. Такие асбестоносные участки сложены сложно отороченными жилами.

В собственно Лабинском месторождении, давшем название подтипу, асбестизация приурочена к контактным зонам гранитоидных жил и змеевиков, однако имеются многочисленные случаи, когда асбестизация такого типа наблюдается в змеевиках вне видимой связи с жилами гранитоидного состава, что характерно, например, для Псянчинского месторождения в Башкирии. Месторождения такого типа незначительны по размерам и в настоящее время практического значения не имеют.

Карачаевский подтип месторождений хризотил-асбеста связан в основном с серпентинизированными пироксенитами. Месторождения этого подтипа сложены сериями жил с продольно-волокнистым хризотил-асбестом, приуроченных к трещинам скольжения. В большинстве случаев волокно отличается жесткостью и ломкостью (месторождения Карачаевское, Чебаркульское).

Месторождения хризотилового асбеста, связанные с магнезиальными карбонатными породами

Месторождения хризотил-асбеста аспагашского подтипа наблюдаются в самых разнообразных районах земного шара и связаны с полосами и линзами змеевика, образовавшегося при замещении толщ доломитов и доломитизированных известняков. Серпентинизация и сопутствующая ей асбестизация магнезиальных карбонатных пород всегда связаны с воздействием на них магматических пород. Последние рассекают карбонатные толщи в виде жил основного состава, либо массивы кислых горных пород интрудируют или контактируют с ними.

Полосы змеевика в магнезиальных карбонатных толщах возникают обычно вдоль тектонических трещин, либо чаще всего вдоль трещин по плоскостям напластования, но всегда вблизи упомянутых магматических пород. Среди месторождений аспагашского подтипа можно в первом приближении выделить месторождения, генетически связанные 1) с жилами основного состава, рассекающими доломитовые карбонатные породы и 2) с контактным воздействием на доломитовые породы кислых гранитных интрузий.

Примером месторождений, генетически связанных с основными жильными породами, в Союзе является Аспагашское месторождение (Петров, Соколова, 1957), а за рубежом месторождения Аризоны и Трансвааля. Примером месторождений, генетически связанных с контактовым воздействием кислых интрузий, могут служить месторождения Киргизии, среди которых лучше других изучено наиболее крупное Украинское месторождение (Соколова, 1960₁).

Для месторождений амфиболового асбеста ниже принята классификация Ю. К. Андреева и И. И. Волчка.

В этой классификации выделяются следующие типы месторождений.

I. Месторождения амфиболового асбеста, связанные с ультраосновными породами и их метаморфическими производными.

А. Сысертский подтип.

Б. Шиловско-Анатольевский подтип.

В. Абдул-Касимовский подтип.

II. Месторождения амфиболового асбеста, связанные с измененными вулканогенными породами.

А. Горбуновский подтип.

Б. Белореченский подтип.

III. Месторождения амфиболового асбеста, связанные с железисто-кремнистыми метаморфическими породами.

А. Криворожский подтип.

IV. Месторождения амфиболового асбеста, связанные со слабо измененными глинисто-доломитовыми породами.

А. Боливийский подтип.

В основу этой классификации, так же как и в классификации П. М. Татаринова, в качестве основного признака положен петрографический состав горных пород, вмещающих оруденение, а в качестве второстепенного — минералогический состав асбестов, вместо условий залегания и форм жилкования в классификации П. М. Татаринова.

Месторождения амфиболового асбеста, связанные с ультраосновными породами и их метаморфическими производными

Сысертский подтип месторождений в качестве полезного ископаемого содержит антофиллит-асбест, представляющий собой водный магнезиально-железистый силикат. Приурочены месторождения к змеевикам, образовавшимся за счет энстатитовых пород, которые рассматриваются как продукты перекристаллизации ультраосновных горных пород при контактном воздействии на них гранитоидных интрузий. Антофиллитовые месторождения залегают в зонах интенсивного регионального метаморфизма и складчатости. Области их распространения, как правило, характеризуются развитием амфиболитов.

На контакте гранитных интрузий и первичных ультраосновных пород в распределении различных метаморфических пород наблюдается определенная зональность (в направлении гранитов): 1) оливиново-энстатитовые породы; 2) зона вторичной серпентинизации оливиново-энстатитовых пород; 3) оталькованные и карбонатизированные вторичные серпентиниты; 4) асбестоносные энстатитово-тальково-карбонатные-антофиллитовые и тальково-карбонатно-антофиллитовые породы; 5) тальково-карбонатные породы; 6) актинолитовые породы; 7) хлоритовые породы; 8) зона хлоритизированных и биотитизированных амфиболитов и гнейсов.

Метасоматические горные породы этого зонального ряда возникают также и около жил гранитов и пегматитов. Зональность около жил грани-

тов и пегматитов носит биметасоматический характер. За счет изменения жильных пород образуется биотитово-вермикулитовая и хлоритовая породы, а по вмещающим жилы магнезиально-силикатным породам — тальковые, причем тальк, по данным А. Я. Хмары, в Сысертской группе месторождений замещает энстатит, антофиллит и антофиллит-асбест. Исходя из этого, зональность около жильных пород имеет пострудный характер. По данным А. Я. Хмары, антофиллит-асбестовое оруденение занимает совершенно определенное место в зональности первого типа, в которой антофиллитовые породы развиты наиболее широко и оливиново-энстатитовые ядра на их фоне имеют характер мелких реликтовых останцов.

Внутри зоны антофиллитовых пород четко выделяются три подзоны, различающиеся по структуре: пучковатых, пучковато-звездчатых и звездчатых пород. Все разновидности пород содержат асбест, однако промышленное оруденение приурочивается обычно к пучковатым и пучковато-звездчатым структурным разностям.

Залежи антофиллитовых пород имеют линзовидную форму, а асбестоносные участки в пределах залежей антофиллитовых пород располагаются гнездообразно и форма асбестоносных гнезд неправильная или линзовидная. А. Я. Хмара указывает, что участки промышленного оруденения локализуются преимущественно со стороны висячего бока ядер серпентинизированных оливиново-энстатитовых пород и ориентируются своими длинными осями согласно с общим залеганием рудных антофиллитовых зон и залежей. Содержание волокна в рудах колеблется от 0,4 до 17%, составляя в среднем 4—5%. Запасы в месторождениях оцениваются десятками тысяч тонн.

Шиловско-Анатольевский подтип месторождений в качестве полезного ископаемого содержит магнезиоарфведсонит-асбест. Месторождения приурочиваются к линзовидным зонального строения залежам тальково-хлоритово-карбонатных пород, образовавшихся при метасоматическом изменении углекислыми растворами апогарцбургитовых змеевиков. Асбестоносные залежи фиксируют пространственное положение крупных зон разлома в змеевиках. Протяженность зон разломов составляет 10—30 *км*, а ширина — 1—5 *км*.

Характерной особенностью строения асбестоносных залежей являются хлоритово-гидробиотитовые образования, участвующие в общем зональном строении залежей и возникшие на месте залегающих в змеевиках жильных пород диоритового состава.

В асбестоносных залежах отмечается следующий характер зональности — от центра залежи в сторону вмещающих змеевиков: 1) гидробиотитовая зона — по диориту; 2) хлоритовая — по диориту; 3) тальково-актинолитовая — по змеевику; 4) тальково-карбонатная; 5) тальково-хлоритово-карбонатная; 6) зона антигоритовых змеевиков; 7) вмещающие хризотиловые змеевики. В случае отсутствия в разрезе залежи диоритовых жил из зонального ряда горных пород выпадают гидробиотитовая, хлоритовая и тальково-актинолитовая зоны.

Асбестизация залежей носит неравномерный характер. Асбестовое волокно образует секущие и согласные (со сланцеватостью) жилы поперечно-, косо-, продольно- и спутанно-волокнистого строения. Асбестовое волокно встречается также в виде рассеянной вкрапленности. Асбестизация никогда не наблюдается в гидробиотитовых и хлоритовых породах, образовавшихся по диоритовым жилам. Волокно наиболее высокого качества приурочивается обычно к змеевикам приконтактных зон и реликтовых участков в тальково-карбонатных породах.

Абдул-Касимовский подтип месторождений в качестве полезного ископаемого содержит актинолит-асбест. Месторождения этого

подтипа приурочены к зонам тальково-карбонатных пород в змеевиках. Пространственно и, по-видимому, генетически месторождения асбеста этого подтипа тесно связаны с месторождениями талька и талькового камня. Проявления актинолит- и тремолит-асбеста среди отальковаиных серпентинитов известны давно и довольно многочисленны. Актинолит- и тремолит-асбестовые жилы залегают в тальковых, тальково-хлоритовых породах, сланцах и в зонах рассланцованных змеевиков. Образуют они поперечно-, косо-, продольно- и спутанноволокнистые агрегаты; встречаются в ассоциации с карбонатом и тальком. Смесь актинолит-асбестового волокна с тальком, в которой амфиболовое волокно подвергается процессам отальковаиия, получила в практике название асбестина. Участки асбестизации образуют зоны, размеры которых колеблются от нескольких метров до десятков, реже сотни метров по простиранию при мощности в несколько метров.

Простирание таких зон обычно согласное с простиранием тальковых зон в змеевиках. Содержание асбеста в месторождениях такого типа обычно невелико, а масштабы большинства известных месторождений незначительны. Происхождение месторождений связано, по-видимому, контактным воздействием на ультраосновные породы гранитоидных интрузий, хотя существует мнение и об их регионально-метаморфическом образовании. Следует указать на то, что генезис, закономерности локализации волокна различного качества в этих месторождениях изучены далеко недостаточно и для заключения об их действительной ценности и возможностях использования необходимо проведение дополнительных исследований.

Месторождения амфиболового асбеста, связанные с измененными вулканогенными породами

Горбуновский подтип месторождений актинолитового и тремолитового асбестов выявлен сравнительно недавно (1951—1952 гг.). Месторождения подобного типа были обнаружены впервые на Урале в пределах зеленокаменного синклинория (Горбуновское месторождение), а затем выявлены и на Кавказе (Краснореченское, Хацавитское и др.), а для Грушевского месторождения в Казахстане была установлена принадлежность амфибол-асбестовой минерализации к этому же подтипу.

Амфибол-асбестовые жилы в месторождениях этого подтипа залегают в метаморфизованных пироксеновых порфиритах и образовавшихся по ним зеленых сланцах, слагающих мощные дайки или пластовые интрузии. Асбест в этих месторождениях ассоциирует с карбонатом, кварцем, полевыми шпатами, эпидотом и аксинитом и образует поперечно-, косо, продольно- и спутанноволокнистые агрегаты. Минерализация приурочивается часто к трещинам отдельности в порфиритах и к зонам дробления.

Месторождения располагаются в областях древней складчатости и регионального метаморфизма (Зеленокаменный синклинорий Урала, Кокчетавская глыба) и рассматриваются в настоящее время как образования альпийского типа. Масштабы этих месторождений незначительны, хотя области их развития, по-видимому, достаточно обширны. Изученность месторождений этого подтипа весьма незначительна и в настоящее время вряд ли можно получить окончательное суждение об их масштабах и перспективах использования.

Белореченский подтип месторождений актинолит-асбеста пространственно и, по-видимому, генетически связан с месторождениями горбуновского подтипа и встречается в колчеданных месторождениях, приуроченных к зеленокаменной формации Урала. Жилы асбеста приурочены

к зонам дробления и тектонических подвижек в колчеданных линзах. Асбест обычно продольно-волокнистый и характеризуется высокой механической прочностью.

Тектонические зоны, минерализованные асбестом, обычно согласные с падением колчеданных залежей и прослеживаются на различных горизонтах на протяжении нескольких десятков метров. Несмотря на то что основная асбестовая минерализация приурочена в данном случае к колчеданным залежам, жилы асбеста наблюдаются также и во вмещающих их зеленых сланцах. Типичным примером месторождений асбеста данного подтипа является Белореченское колчеданное месторождение на Урале. Месторождения данного подтипа изучены также весьма слабо.

Месторождения амфиболового асбеста, связанные с железисто-кремнистыми метаморфическими породами

Криворожский подтип месторождений амфиболового асбеста известен у нас в Союзе. Амфиболовый асбест в данном случае представлен крокидолитом и магний-рибекитовым асбестом. Минерализация щелочного асбеста приурочена к железорудным свитам Кривого Рога и Курской магнитной аномалии.

Жилы рибекита, крокидолита и магний-рибекит-асбеста приурочиваются к сериям дизъюнктивных нарушений сбросо-сдвигового характера и их образование связывается с явлениями щелочного метасоматоза, вызванного гидротермальными растворами щелочных гранитов. С приближением к контакту со щелочными гранитами интенсивность рибекитовой минерализации в железистых кварцитах резко возрастает, однако количество волокнистых разностей рибекита — крокидолита невелико, и поэтому известные пока проявления не имеют практического значения.

Однако крокидолитовая минерализация безусловно заслуживает более тщательного изучения, так как именно с древними формациями железистых кварцитов связаны крупнейшие месторождения крокидолита Южной Африки и Западной Австралии, имеющие несколько иной характер.

Месторождения амфиболового асбеста, связанные со слабо метаморфизованными глинисто-доломитовыми породами

Боливийский подтип месторождений в качестве полезного ископаемого содержит родусит-асбест. Месторождения располагаются в пестроцветных глинисто-песчано-мергелистых мелководных отложениях лагунного типа. Залегают родуситоносные отложения на красноцветных континентальных осадках. Эти отложения встречаются в межгорных впадинах и предгорных прогибах, в пределах которых занимают относительно ограниченные площади.

В смене характера отложений, предшествующих образованию пестроцветных толщ, наблюдается определенная последовательность, заключающаяся в том, что пестроцветные отложения залегают на красноцветных континентальных отложениях, которые в свою очередь залегают на формации, содержащей отложения медистых песчаников. Пестроцветные отложения перекрываются сероцветными известняково-песчанистыми морскими отложениями, чередующимися с гипсоносными осадками.

Подобная смена характера отложений, предшествующих во времени и сменяющих образование пестроцветных родуситоносных осадков, является закономерным явлением и может служить одним из региональных поисковых критериев родусит-асбестовых месторождений.

Изученные родуситоносные свиты характеризуются ритмичным строением, определяющимся чередованием в вертикальном разрезе пачек, сложенных переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками, с подчиненными прослоями мергелей, и пачек мергелей с подчиненными прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников. Кроме того, в разрезе свит встречаются пачки, сложенные примерно равным количеством мергелистых и терригенных осадков.

Мощность родуситоносных отложений для различных районов колеблется от 80—120 до 300—400 *м*. Мощность отдельных пачек от 2—8 до 10—30 *м*. В пределах пачек также наблюдается ритмичный характер смены различных литологических типов горных пород. Наиболее распространена следующая последовательность пород: песчаники—алевролиты—аргиллиты—мергели — аргиллиты—алевролиты—песчаники.

Характерной особенностью отложений пестроцветных родуситоносных свит является присутствие в слагающих их горных породах сингенетичных минералов-вкрапленников. Минералы-вкрапленники принадлежат в основном гипсу и в меньшей степени карбонату, иногда встречаются вкрапления галита. В настоящее время от минералов-вкрапленников сохранилась лишь форма кристаллов, а на их месте образовались агрегаты зерен альбита, гематита, кальцита, родусита и пирита, возникновение которых сингенетично с родуситовой минерализацией пестроцветных свит. Минералы-вкрапленники образуют послойные скопления и присыпки на поверхностях наслоения. Наибольшее количество их встречается в аргиллитах.

Глинистая составляющая горных пород пестроцветных свит представлена монтмориллонитом в отличие от существенно гидрослюдистого состава глинистой части подстилающих красноцветных отложений. Карбонатная составляющая отложений родуситоносных свит существенно доломитовая, кроме того, породы, слагающие свиты, в значительной степени ожелезнены. По простиранию родуситоносные отложения сменяются сероцветными аргиллито-мергелистыми отложениями, без вкрапленности кристаллов гипса, карбоната и галита. В сероцветах родуситовая минерализация отсутствует.

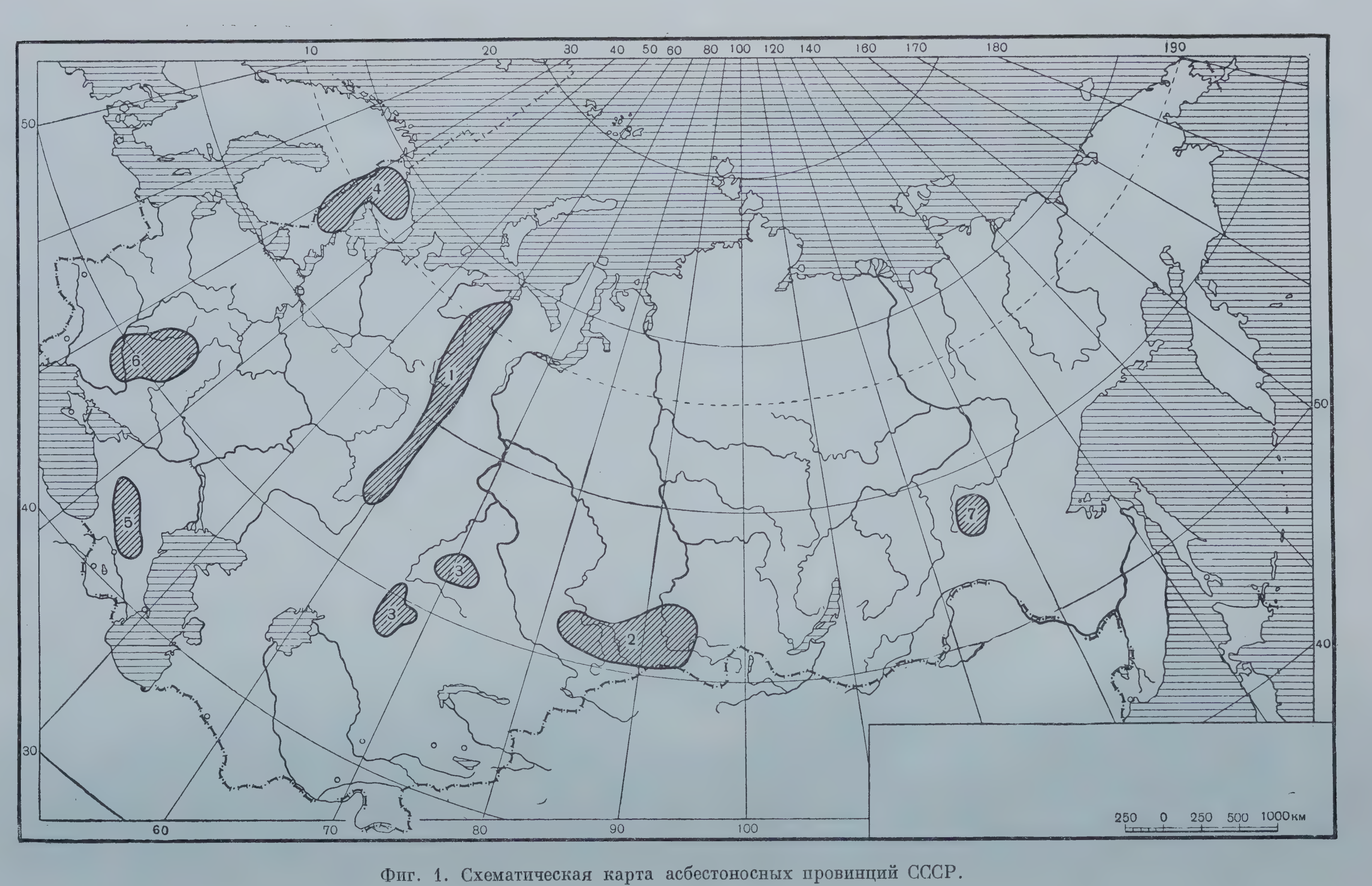
В структурном отношении пестроцветные свиты выполняют мульдообразные синклинальные структуры второго порядка, развитые на фоне межгорных впадин. Горные породы пестроцветных свит в областях развития родуситовой минерализации характеризуются значительной тектонической нарушенностью, выражающейся в развитии полос и зон мелкой складчатости, флексур и систем малоамплитудных сбросов.

Родуситовая минерализация наблюдается во всей толще пестроцветных свит, однако промышленные ее скопления приурочиваются к одной или двум пачкам горных пород аргиллито-мергелистого состава.

Родусит и родусит-асбест образуют секущие и послойные жилы. Секущие жилы приурочиваются к трещинам отдельности в аргиллитах или к малоамплитудным сбросам. Послойные жилы залегают в пачках мергелей или на границе аргиллитов и мергелей.

Кроме того, на месторождениях наблюдается вкрапленный тип минерализации родусита, когда родусит-асбест обычно вместе с карбонатом, гематитом и альбитом выполняет пустоты выщелачивания минералов-вкрапленников. Пачки, содержащие родусит-асбест в значительном количестве, называют продуктивными; их мощность колеблется от 2,5—5 до 10 *м*.

Образование родусит-асбеста Ю. К. Андреев связывает с деятельностью гидротермальных растворов, обогащенных рудными компонентами на месте отложения родусита и родусит-асбеста натрием за счет обменного ионного комплекса монтмориллонита, а магнием за счет доломита мергелей.



Фиг. 1. Схематическая карта асбестоносных провинций СССР.

1 — Уральская; *2* — Алтае-Саянская; *3* — Казахская; *4* — Карело-Кольская; *5* — Кавказская; *6* — Криворожско-Курская; *7* — Центрально-Алданская

Условия залегания и закономерности локализации месторождений родусит-асбеста могут быть суммированы следующим образом.

1. Родуситовая минерализация приурочена к определенным стратиграфическим горизонтам и свитам, развитым в пределах локальных участков межгорных впадин, характеризующихся мелководным, лагунным характером осадкообразования, обусловившим накопление специфических пестроцветных отложений.

2. Родуситовая минерализация связана с определенными литологическими комплексами ритмичных пестроцветных толщ, образовавшихся в условиях повышенной солености и характеризующихся монтмориллонитовым типом глинистой составляющей и магнезиальным характером карбоната.

3. Пространственный контроль родуситовой минерализации осуществляется тектоническими зонами большой протяженности (порядка нескольких километров и более), в результате чего рудоситоносные участки характеризуются развитием интенсивной складчатости высоких порядков, флексур и зон малоамплитудных сбросов.

Месторождения родусит-асбеста приурочиваются к весьма разновозрастным отложениям и известны в различных частях света и Союза в эоцене, перми, карбоне и девоне, однако несмотря на это, они весьма ограничены в своем распространении и во всех случаях характеризуются близкими чертами геологического строения и сходными или аналогичными комплексами вмещающих пород, представленными ритмичными отложениями мелководных, засолоненных лагун, развитых в пределах структур типа межгорных впадин и краевых прогибов.

Наиболее крупное месторождение родусит-асбеста известно в Боливии, в провинции Чочобамба. В зарубежной практике это месторождение относят к крокидолитовому в силу существующей там коммерческой традиции.

При составлении классификации амфиболовых асбестов сведения о месторождениях, связанных с контактным воздействием гранитоидных интрузий на магнезиальные карбонатные породы в условиях малой глубинности отсутствовали. Примером таких месторождений в настоящее время может служить Вангырское месторождение на Полярном Урале и некоторые проявления Алданского района. В дальнейшем такого вида минерализация заслуживает выделения в самостоятельный подтип и более тщательного изучения, несмотря на то, что немногочисленные уже известные месторождения подобного рода оказались непромышленными.

ОСНОВНЫЕ АСБЕСТОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ СССР

Длительная история асбестовой промышленности вне зависимости от особенностей геологического строения того или иного региона наметила целый ряд асбестоносных провинций в пределах СССР, имеющих наиболее важное практическое значение. Это прежде всего Уральская асбестоносная провинция. Кроме того, в Союзе есть ряд областей и регионов, в пределах которых имеются месторождения и проявления асбеста различного генезиса, которые еще не приобрели важного практического значения или масштабы и перспективы которых либо еще не ясны, либо безнадежны (фиг. 1). Ниже важнейшие из них описываются в географическом порядке, с запада на восток.

Распределение на территории Союза месторождений асбестов различных генетических типов неравномерно, что определяется особенностями геологического строения и условиями формирования того или иного района.

Карело-Кольская асбестоносная провинция

О наличии асбестопроявлений на Кольском полуострове и в Карелии было известно еще в конце прошлого столетия. Однако систематическое изучение асбестоносности этого края началось лишь с 1956 г. В этой области выявлены многочисленные проявления хризотил- и амфибол-асбестов. Большинство этих проявлений, видимо, имеет минералогический интерес, для других не исключена возможность промышленной значимости. В целом же характер асбестоносности этого края изучен далеко недостаточно, и в связи с этим многие вопросы размещения асбестов и их генезиса остаются неясными.

Наиболее крупное проявление хризотил-асбеста связано с почти нацело серпентинизированными перидотитами Печенго-Никельского ультраосновного пояса. Характерная особенность этих проявлений хризотил-асбеста — связь их с процессами автометаморфизма, высокая железистость и «относительная ломкость» асбеста. Последнее свойство может представлять значительный интерес для некоторых отраслей промышленности, использующих асбест.

Проявления антофиллит-асбеста известны в серпентинитовом поясе Кольского полуострова (Падас-Тундра — жильные тела) и в ультраосновном щелочном комплексе пород массива Лесная Варака (вкрапленный асбест сысертского подтипа). В первом случае жилы антофиллит-асбеста связаны с тальково-карбонатными телами по зонам разлома внутри дунитово-пироксенитового ультраосновного массива; видимо, происхождение их обусловлено процессами автометаморфизма. Во втором случае генетическая природа антофиллит-асбеста недостаточно ясна. О возможности находок в рассматриваемом крае антофиллит-асбестовых месторождений сысертского типа свидетельствует существование подобных месторождений в Финляндии и находки валуна с асбестом сысертского типа около ст. Кереть (Карелия).

Весьма своеобразными проявлениями щелочного асбеста, генетически связанными с ультраосновными щелочными интрузиями платформенного типа, являются месторождения Лесная Варака и Ковдор. Несмотря на то что известные проявления асбеста носят здесь пока минералогический интерес, не исключена возможность обнаружения промышленных концентраций асбеста в пределах Кольского полуострова и в сходных условиях в других регионах. Следует провести ревизию на щелочной асбест широко развитых в крае железистых кварцитов.

Проявления актинолит- и тремолит-асбеста известны в районах развития ультраосновных пород (Кольский полуостров) и в областях развития шунгитовых сланцев и диабазовой формации Карелии. Промышленно ценных концентраций актинолит- и тремолит-асбеста в Карелии и на Кольском полуострове пока не выявлено.

Криворожско-Курская асбестоносная провинция

На юго-западе Русской платформы, охватывая области развития железорудной формации докембрия (верхний архей — нижний протерозой), в пределах Украинского кристаллического щита и Воронежской антеклизы, располагается Криворожско-Курская асбестоносная провинция.

Асбестопроявления на этой территории связаны с явлениями щелочного и магнезиального метасоматоза железистых кварцитов, слагающих среднюю часть железорудной формации. В пределах Украинского кристаллического массива эти отложения объединяются в криворожскую

серию, а в пределах Курской магнитной аномалии в Воронежской антеклизе — в курскую серию, параллелизуемую с первой. В отличие от большинства выделяемых асбестоносных провинций асбестовая минерализация здесь представлена практически одним генетическим типом месторождений и двумя минеральными разновидностями асбеста, имеющими пока чисто минералогический интерес.

Наиболее интенсивно асбестовая минерализация проявлена в Криворожском районе Украинского кристаллического щита, что объясняется, по-видимому, большей геологической изученностью данной территории, связанной с интенсивной добычей и разведкой железных руд типа железистых кварцитов.

Асбестовая минерализация представлена крокидолитом с несколько повышенным содержанием магния, который назван В. Е. Куманом (1961) магний-крокидолитом и железистым куммингтонит-асбестом. Характер асбестизации провинции может быть показан на примере Тарапако-Лихмановской антиклинали в Криворожье и приводится по данным В. Е. Кумана (1961).

В пределах Тарапако-Лихмановской антиклинали установлены магнезиально-железистый и щелочной амфиболовые асбесты. Магнезиально-железистый амфибол-асбест в этой структуре наибольшим распространением пользуется в третьем и четвертом сланцевом горизонтах. Амфибол-асбест встречается в виде секущих жил и небольших поперечных прожилков в магнетито-куммингтонитовых сланцах в зонах интенсивной мелкой складчатости и трещиноватости.

Амфибол-асбест светло-серого, почти белого цвета, местами с желтоватым оттенком, легко распушивается. Обычная длина волокна не превышает 4 *см*, редко достигает 8—10 *см* и более. Амфибол-асбест определен как железистый куммингтон-асбест следующего состава: грюнерит — 69% и купферит — 31%.

Севернее, в центральной части Тарапако-Лихмановской антиклинали, в доломитизированных кристаллических известняках верхней свиты криворожской серии встречены секущие жилы амфиболового асбеста, мощностью до 1,5 *см*, примерно такого же состава.

Щелочной амфибол-асбест установлен в жилах, секущих восточное крыло Тарапако-Лихмановской антиклинали. Изучение этих жил показало, что они образовались в результате выполнения полостей между плоскостями сбросо-сдвигов небольших амплитуд.

Жилы щелочного амфибола простираются в субширотном направлении, рассекая восточное крыло Тарапако-Лихмановской антиклинали вкрест простирания и падают под крутыми углами.

Мощность жил щелочного амфибола колеблется от 1 *мм* до 4 *см*, а в раздувах, образовавшихся в результате неоднократных тектонических подвижек, достигает 28 *см*.

Жильный щелочной амфибол представлен новым, вполне определенным членом изоморфного ряда рибекит-глаукофан (61% рибекита и 39% глаукофана), в котором один ион закисного железа замещен магнием. Щелочной амфибол назван магний-рибекитом, а длинноволокнистая его разновидность магний-крокидолитом. Волокна магний-крокидолита в неизмененном состоянии прочные, легко распушиваются, выдерживая более 10 перегибов.

Кавказская асбестоносная провинция

Провинция объединяет горные сооружения Большого и Малого Кавказа, от бассейна Кубани на севере до государственной границы на юге и ограничивается с запада Черным, а с востока Каспийским морями.

В пределах этой территории по особенностям геологического строения в направлении с севера на юг выделяются следующие структурно-фациальные зоны: 1) Предкавказский передовой прогиб, 2) зона Северного крыла, 3) зона Передового хребта, 4) зона Главного хребта, 5) зона Южного склона, 6) Закавказский (Рионо-Куринский) межгорный прогиб, 7) зона Малого Кавказа. Выделенные структурно-фациальные зоны неравноценны по характеру и перспективам асбестоносности. В пределах зон Предкавказского передового прогиба, Северного крыла, Южного склона и Закавказского межгорного прогиба проявления асбеста неизвестны.

Зона Передового хребта объединяет область развития осадочных вулканогенных и метаморфических образований палеозоя (главным образом девона, карбона, перми) и триаса с отдельными участками докембрийских образований. Для всей зоны характерно сложное складчато-глыбовое строение. Асбестопроявления этой зоны представлены хризотиловым и амфиболовым (тремолит-актинолитовым) асбестом.

Все известные месторождения хризотилового асбеста данной провинции пространственно и генетически связаны с интрузиями ультраосновного состава и относятся к лабинскому и карачаевскому подтипам. Наиболее широким распространением пользуются месторождения лабинского типа, к которому относится наиболее крупное на Кавказе Лабинское месторождение хризотил-асбеста.

В зоне Передового хребта выделяются несколько районов развития ультраосновных горных пород. В бассейнах рек Белой, Малой Лабы и Урупа выходы интрузии ультрабазитов начинаются на севере Белореченским и Тхачским серпентинитовыми массивами, далее следуют массивы верховьев Малой Лабы (массивы Маркопидж и др.) и заканчиваются на востоке массивами бассейна р. Уруп.

Интрузии данного района представлены мелкими, удлиненными, линзообразными массивами (за исключением массивов Тхач и Маркопидж) обычно нацело серпентинизированных пород первично перидотитового и пироксенитового состава. Серпентиниты в основном сложены антигорито-хризотиловыми разностями, а на контакте с гранитами и диоритами с этими интрузиями связаны мелкие проявления хризотилового асбеста лабинского подтипа: Белореченское, Тхач-Агешбокское, Армовское и ряд других. Все минералопроявления за исключением Тхач-Агешбокского имеют незначительные масштабы.

Гипербазиты характеризуются полной и равномерной серпентинизацией перидотитов и пироксенитов, что является отрицательным признаком при оценке перспектив массивов на хризотил-асбест. Действительно, все проявления хризотил-асбеста данного района имеют незначительные масштабы и относятся к лабинскому подтипу.

В бассейнах рек Большая Лаба и Бескес развиты небольшие массивы ультрабазитов (наиболее крупный Беденский массив), в основном представленные согласно залегающими линзовидными телами. Массивы этого района также представлены полностью серпентинизированными перидотитами. К наиболее крупному массиву района — Беденскому приурочено наиболее крупное месторождение хризотил-асбеста Кавказа — Лабинское, масштабы которого, однако, таковы, что оно может иметь только местное значение.

Ультраосновные массивы зоны Передового хребта развиты также в районах хребтов Абишира—Ахубы—Эхреску, Тебердино-Кубанском и Малкинском районах.

В районе хребтов Абишира—Ахубы—Эхреску располагается Кизыльчукская группа ультраосновных массивов, наиболее крупным среди которых является Кизыльчукский массив (28 *км*^{2}), расположенный на

водоразделе рек Кизыльчук и Кяфир-Агур. Он вытянут в северо-восточном направлении. Залегают массивы среди метаморфических сланцев и известняков девона. Кроме Кизыльчукского, в эту группу ультраосновных массивов входят Кяфар-Агурский и Абашир-Ахубский, Кяфарский, Малокяфарский и Староуроченский массивы. Все эти массивы характеризуются высокой степенью серпентинизации. Встреченные в них проявления хризотилового асбеста носят чисто минералогический характер.

Ультраосновные массивы Тебердино-Кубанского района представлены мелкими линзами нацело серпентинизированных пород. Серпентиниты имеют в основном хризотиловый, реже антигоритовый состав. Из-за их малых размеров и сплошной серпентинизации интрузии данного района можно считать малоперспективными на хризотил-асбест.

Ультраосновные тела Малкинского района представлены Малкинским серпентинитовым массивом, сложенным серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитом. В пределах массива известно непромышленное Малкинское месторождение хризотилового асбеста и одиночные жилы асбеста.

Несмотря на то что зона Передового хребта характеризуется широким развитием ультраосновных горных пород, их размеры и равномерный характер серпентинизации являются отрицательной предпосылкой для обнаружения промышленных месторождений хризотилового асбеста.

В зоне Главного хребта известны мелкие тела серпентинитов в районе Дзерульского поднятия. Среди этих серпентинитов наблюдаются проявления хризотилового асбеста только минералогического характера.

На Малом Кавказе вдоль северо-восточной окраины Севано-Курдистанского синклинория, в зоне сочленения с Сомхето-Карабахским антиклинорием, расположен Севанский (Гокчинский) гипербазитовый пояс, для которого также характерна высокая степень серпентинизации ультраосновных пород, а также значительные поля развития лиственитов и других метаморфических пород, образовавшихся за счет серпентинитов. Хризотиловый асбест встречается в пределах Севанского пояса в виде незначительных проявлений или мелких месторождений.

На Кавказе известны также проявления антофиллит- и тремолит-актинолит-асбестов. Имеется указание на нахождение антофиллит-асбеста в верховьях р. Хецквара, в зоне Главного хребта, в области развития докембрийских гнейсов, амфиболитов, слюдистых, хлоритовых и хлорито-гранатовых сланцев, прорванных многочисленными интрузиями гранитоидов. Антофиллит-асбест в районе был установлен среди амфиболизированных перидотитов, образующих небольшие линзы среди кристаллических пород. Аналогия геологического строения данного района с Сысертским антофиллитоносным районом дает основание для рекомендации проведения ревизионных работ в этом районе на антофиллит-асбест.

Месторождения тремолит-актинолитового асбеста на Кавказе относятся к абдул-касимовскому и горбуновскому подтипам. Месторождения абдул-касимовского подтипа связаны с метаморфизованными серпентинитами, превращенными в тальковые, тальково-карбонатные и тальково-хлоритовые породы. Большинство проявлений актинолит- и тремолит-асбестов сосредоточивается в пределах зоны Передового хребта и в меньшей степени — в зоне Главного хребта. Наиболее крупным месторождением этого типа является Кизыльчукское месторождение, в районе которого имеется целая группа проявлений такого типа, приуроченная к кизыльчукской группе ультраосновных пород, залегающих на водоразделе рек Кизыльчук и Большой Зеленчук.

Асбестоносность в этой группе массивов пространственно связана с карбонатизированными и рассланцованными серпентинитами, тальково-хлоритово-карбонатными породами и лиственитами.

Амфибол-асбест встречается в разобщенных зонах шириной 5—10 и длиной до 60—100 *м*. Наиболее интенсивная минерализация встречается обычно в зоне контакта серпентинитов с породами диоритового комплекса. Кизыльчукское месторождение из-за низкого содержания и качества волокна относится к разряду непромышленных.

Следует отметить, что вопросы генезиса месторождений данного подтипа изучены слабо. Анализ геологической обстановки показывает, что месторождения данного типа в Кавказской провинции приурочены к серпентинитам, имеющим контакты с породами диоритового комплекса: кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами. На этом основании можно сделать заключение о контактно-метаморфическом происхождении этих месторождений. Перспективными для поисков месторождений актинолит- и тремолит-асбеста этого подтипа в пределах Кавказской провинции являются: Кизыльчукская и Маркопиджская группы ультраосновных массивов, ультраосновные массивы бассейна р. Уруп и Севанского пояса.

В зоне Передового хребта выявлены месторождения актинолит-асбеста горбуновского подтипа, приуроченные к отложениям вулканогенной толщи, в пределах которой обнаружены месторождения Хацавитая, Краснореченское и Власейчихинское. Месторождения залегают в рассланцованных хлоритизированных и эпидотизированных порфиритах. Источники гидротермальных растворов и роль порфиритов в процессе асбестообразования до сих пор остаются невыясненными. Размеры указанных месторождений обычно незначительны, а асбест в них полностью не изучен.

Перспективы обнаружения месторождений этого подтипа в зоне развития порфиритов и зеленокаменных пород значительны и проведение дальнейших поисковых работ должно быть поставлено в зависимость и от окончательного решения вопроса о возможности применения промышленностью актинолит-асбеста уже выявленных месторождений, а также в зависимости от выяснения характера распространения асбестоносности на глубину.

Подводя итоги, следует отметить, что в настоящее время лишь зона Передового хребта с выявленными месторождениями хризотил- и амфибол-асбеста представляет некоторый интерес с точки зрения проведения дальнейших работ на асбест. В этой зоне возможно обнаружение новых, хотя, видимо, и мелких месторождений хризотил-асбеста лабинского подтипа и актинолит-асбеста абдул-касимовского и горбуновского подтипов. Не исключена возможность обнаружения асбестопроявлений антофиллит-асбеста сысертского подтипа, а в пределах крупных массивов ультраосновных пород — асбестопроявлений шиловско-анатольевского подтипа, так как проявления магнезиоарфведсонита-асбеста были обнаружены в пределах Севанского гипербазитового пояса.

Уральская асбестоносная провинция

Месторождения хризотил-асбеста и их прогноз

Все известные промышленные месторождения и проявления хризотил-асбеста Урала пространственно и генетически связаны с ультраосновными породами. Промышленное значение среди них имеют только месторождения Баженовского подтипа. Месторождения хризотил-асбеста лабинского и карачаевского подтипов встречаются реже и обычно характеризуются незначительными масштабами оруденения. Выше говорилось о связи промышленных месторождений хризотил-асбеста с ультраосновными породами перидотитового состава при контактном воздействии на них

гранитоидов и незавершенности наложенной контактовой серпентинизации в самих перидотитовых массивах. Анализируя с этих позиций перспективность асбестоносности гипербазитовых поясов Урала с запада на восток, можно сказать следующее. Зоны западного Приуралья, западный склон Урала, Башкирское поднятие, лишенные выходов ультрабазитов и молодых гранитоидов, бесперспективны на хризотил-асбест. Самый западный Зилаирский гипербазитовый пояс Урала включает крупные массивы хребта Крака и расположенные южнее более мелкие массивы в районе Муготжар и Блявы. К северу располагаются выходы мелких ультраосновных массивов района Нижних Серг, Нязепетровска, горы Саранной. Все эти массивы лишены промышленной асбестизации. Здесь встречаются только мелкие месторождения и отдельные проявления хризотил-асбеста, в большинстве случаев лабинского подтипа (Урусбаевское, Псянчинское, Губерлинское, Коноплянское, Карталинское и др.). Небольшие по размерам интрузии южной части Зилаирского гипербазитового пояса оказываются нацело серпентинизированными. Отсутствие в пределах Зилаирского гипербазитового пояса интрузий кислой магмы и ее дериватов, слабая серпентинизация в мелких массивах и отороченная — автометаморфическая в крупных, а также отсутствие сведений о значительных скоплениях хризотил-асбеста в пределах этого пояса дают основание считать его малоперспективным на хризотил-асбест. Мелкие проявления хризотил-асбеста этого пояса, видимо, связаны с процессами автометаморфической серпентинизации или с воздействием на гипербазиты более поздних основных пород.

Бесперспективна в смысле обнаружения значительных месторождений хризотил-асбеста и зона Урал-Тау. Она характеризуется наличием небольших, обычно нацело серпентинизированных массивов ультраосновных пород, представляющих, видимо, реликты древних гипербазитовых интрузий Урала. Среди серпентинитов резко преобладают малоперспективные антигоритовые разности. Гранитоиды более молодые, чем гипербазиты, здесь вовсе отсутствуют.

Малоперспективны на обнаружение крупных месторождений хризотил-асбеста и гипербазитовые пояса (Полярно-Уральский, габбро-перидотитовый, Кимперсайский и Миасс-Учалинский), обрамляющие с запада зеленокаменный синклинорий. В районе этих поясов (западная спилитовая подзона зеленокаменного синклинория) отсутствуют выходы кислых пород, близко соприкасающихся с гипербазитами. Мелкие массивы гипербазитов здесь часто почти нацело серпентинизированы. В крупных серпентинизированы только маломощные периферические оторочки.

Существенно иной характер имеет асбестоносность более восточных гипербазитовых поясов Урала. Здесь при широком развитии ультраосновных интрузий существенно перидотитового состава часто имеет место контактное воздействие на них более молодых гранитоидов, часто с незавершенным процессом наложенной серпентинизации. Так, Серовско-Тагильский гипербазитовый пояс, расположенный в зоне сочленения Зеленокаменного синклинория и Восточно-Уральского антиклинория, характеризуется развитием более молодых кислых пород вблизи гипербазитов. Сами гипербазитовые массивы часто рассекаются жильными породами гранитоидов. Последнее, а также частое наличие в гипербазитах этого пояса проявлений и отдельных месторождений хризотил-асбеста делает его перспективным для поисков асбеста. Наиболее крупная гипербазитовая интрузия этого пояса, Тагило-Невьянская (140 × 12 *км*), на юге контактирует с интрузией гранодиоритов и плагиогранитов, являющихся производной габбровой магмы. Примерно на широте г. Верхняя Салда и севернее гипербазитовый массив непосредственно контактирует с более

молодой герцинской интрузией гранитоидов. Здесь наблюдаются многочисленные проявления и два сравнительно крупных месторождения хризотил-асбеста — Красноуральское и Луковское.

В Восточно-Уральском антиклинории, в полосе между Верхне-Исетской и Алабашско-Мурзинской гранитными интрузиями, небольшие массивы гипербазитов располагаются двумя поясами. Западный пояс, тяготеющий к восточному крылу брахиантиклиналей, в которых располагаются Верхне-Исетская, Сысертская и Ильменогорская гранитные интрузии, структурно, видимо, связан с Серовско-Тагильским поясом, а восточный, оконтуривающий с запада Алабашско-Мурзинскую гранитную интрузию, вероятно, связан с Алапаевским гипербазитовым поясом. Благоприятная геологическая обстановка этих поясов — существенно перидотитовый состав, расположение в зоне развития молодых гранитоидов, наличие неполностью серпентинизированных массивов, обилие жильных пород, рассекающих гипербазиты — дает основание считать целый ряд гипербазитовых массивов района (Монетнинский, Пышминский и Исетский) перспективными на хризотил-асбест.

Алапаевский гипербазитовый пояс, расположенный восточнее, в зоне сочленения Восточно-Уральского антиклинория и одноименного синклинория, включает (с севера на юг) Алапаевский, Режевской и Баженовский массивы. К этой же зоне на Южном Урале приурочен Карталинский гипербазитовый пояс. По составу гипербазиты Алапаевского пояса существенно перидотитовые. Пространственно с ними часто ассоциируют габбро, которые, вероятно, связаны с более поздней фазой того же магматизма. Тесная пространственная ассоциация гипербазитовых массивов Алапаевского пояса с более молодыми крупными гранитными интрузиями, обилие жильных проявлений кислой магмы в гипербазитах по мощным зонам разломов, частая незавершенность контактной серпентинизации обусловили значительные проявления асбестизации. Здесь расположено крупнейшее в мире Баженовское месторождение, а также сравнительно крупные месторождения хризотил-асбеста Алапаевское и Лесное, связанные с Алапаевским массивом. С Останкинским массивом гипербазитов связано менее крупное промышленное Режевское месторождение хризотил-асбеста. Различия в масштабах асбестоносности ультрабазитов этого пояса, видимо, обусловлены неодинаковыми структурными взаимоотношениями их с более молодыми гранитными интрузиями, а также с различной тектонической дорудной подготовкой самих гипербазитовых массивов. Несмотря на то, что гипербазитовые массивы Алапаевского пояса с поверхности изучены достаточно детально, по аналогии с Баженовским месторождением здесь можно предполагать возможность встречи значительных слепых залежей хризотил-асбеста на более глубоких горизонтах.

Гораздо хуже изучено геологическое строение и асбестоносность гипербазитовых массивов Карталинского пояса, расположенных также в зоне сочленения Восточно-Уральского антиклинория и одноименного синклинория. В состав Карталинского пояса с севера на юг входят гипербазитовые массивы: Татищевский, Полтавский, Варшавский, Могутовский, Берсуатский и ряд более мелких массивов. С южным продолжением этого пояса предположительно связывается Киембаевский гипербазитовый массив и ряд более мелких ультраосновных интрузий Мугоджар.

В массивах пояса резко преобладают перидотиты, подчиненно развиты дуниты и пироксениты. Ультраосновные породы в значительной степени серпентинизированы; при этом наиболее сильная серпентинизация наблюдается в краевых участках массивов. По данным поисковых работ с Карталинским поясом, кроме крупного Киембаевского месторождения, связан ряд небольших проявлений хризотил-асбеста. Характерная черта

гипербазитов пояса — преобладание среди серпентинитов хризотил-антигоритовых и антигоритовых разностей при подчиненном развитии хризотиловых. Это несколько снижает перспективы асбестоносности гипербазитов Карталинского пояса. Однако непосредственные контакты Полтавского, Варшавского и Берсуатского массивов гипербазитов с более молодыми гранитоидами и интенсивный метаморфизм самих гипербазитов не дают основания считать их бесперспективными на хризотил-асбест, несмотря на то, что обследование этих массивов в последние годы показало присутствие здесь лишь незначительных проявлений хризотил-асбеста.

Восточнее Карталинского пояса, вдоль восточной окраины Восточно-Уральского синклинория располагается Брединский гипербазитовый пояс, включающий с севера на юг следующие массивы гипербазитов: Успенский, Ольховатский, Наследницкий, Подольский, а также ряд более мелких. По составу это существенно перидотитовые интрузии. Дуниты и пироксениты в их составе встречаются редко. В центральной части Успенского массива фиксируется зона рассланцованных серпентинитов, вытянутая в северо-западном направлении на расстояние 2 *км* при ширине 300 *м*. В этой зоне встречаются дайки порфиров и порфиритов. В других массивах пояса наиболее интенсивная серпентинизация гипербазитов пространственно связана с краевыми приконтактными участками интрузий. Интрузий кислого состава в непосредственном контакте с гипербазитами Брединского пояса не наблюдается.

Северные массивы Брединского гипербазитового пояса, Успенский и Ольховатский, залегающие в нижнекаменноугольных отложениях, лишены сколько-нибудь значительных проявлений хризотил-асбеста. Кислые интрузии в контакте с гипербазитами отсутствуют. Более благоприятным на асбестоносность является Наследницкий массив. Пространственно этот массив тяготеет к западной краевой зоне Тобольского антиклинория, в котором известны крупные интрузии кислого состава. Интрузии гранитоидов выходят в непосредственной близости от Наследницкого массива, а в самом массиве наблюдаются мощные зоны разломов. Заслуживают проверки данные об асбестоносности Подольского массива, геологическая позиция которого также представляется благоприятной для образования промышленных месторождений хризотил-асбеста. В свете этих фактов представляется, что перспективы асбестоносности Брединского гипербазитового пояса не исчерпываются уже известными мелкими месторождениями хризотил-асбеста.

Данные о геологическом строении и характере асбестоносности наиболее восточной — Притобольской зоны Уральской провинции крайне скудны и отрывочны. Выходы палеозойских отложений обнажаются из-под третичных и мезозойских образований лишь на небольшом протяжении в верховьях Тобола и по долинам рек Берсуат, Синташа, Большой и Малый Аят и Тогузак. Слабая изученность стратиграфии палеозойских и особенно древних метаморфических толщ чрезвычайно затрудняет расшифровку тектонических структур Притоболья и определение положения в этих структурах интрузий ультраосновного состава. В некоторой мере условно в Притобольской зоне выделяются четыре пояса гипербазитовых интрузий. Почти все они, особенно два восточных пояса, прослеживаются на коротком расстоянии, а к северу и югу скрываются под мезо-кайнозойскими обнажениями. Интрузии первого западного пояса располагаются по восточной окраине Тобольского антиклинория, в зоне сочленения его с намечающейся к востоку синклинальной структурой. К этому поясу относятся (с севера на юг): Шевченковский и Кундыбайский массивы, группа Бурыктальских массивов и ряд других более мелких. Массивы пояса слагаются обычно сильно перекристаллизованными серпентинитами,

первичный состав которых трудно определим. Жильные породы редки и представлены обычно комагматическими дайками пироксенитов, горнблендитов и габбро и более поздними дайками диоритов, порфиритов и диабазов. В краевых частях Бурыктальских массивов широко развиты оталькованные серпентиниты, тальковые сланцы, кварцево-тальковые, реже тальково-карбонатно-кварцевые породы типа лиственитов. В приповерхностных частях массивов широко распространены окремнелые и ожелезненные разности серпентинитов коры выветривания. Проявления хризотил-асбеста в этом поясе в виде единичных тонких прожилков встречаются только в пределах Шевченковского массива.

Второй более восточный гипербазитовый пояс Притобольской зоны протягивается в меридиональном направлении через Джетыгаринскую и Аккаргинскую интрузии и ряд более мелких массивов. Джетыгаринская интрузия слагается в основном серпентинизированными перидотитами типа гарцбургитов и апогарцбургитовыми серпентинитами. Пироксениты и дуниты встречаются редко. С запада Джетыгаринский массив контактирует с гранитами и гранодиоритами Малютинского гранитного массива, с востока — с отложениями силура. Аккаргинская интрузия характеризуется преобладанием апоперидотитовых серпентинитов, среди которых различаются антигоритовые, хризотилово-антигоритовые и хризотиловые разности. Вмещают массив отложения нижнего и среднего девона. К Джетыгаринскому массиву приурочено крупное одноименное месторождение хризотил-асбеста. В пределах Аккаргинского гипербазитового массива известно небольшое мало изученное месторождение хризотил-асбеста.

Третий к востоку гипербазитовый пояс Притоболья условно проходит через несколько разобщенных третичными отложениями выходов гипербазитов, вытянутых в близком к меридиональному направлении. Выходы эти, по-видимому, относятся к единой крупной интрузии Гришинского массива. Породы массива представлены серпентинитами, сильно измененными процессами выветривания, первичный состав которых трудно определим. Интрузию вмещают девонские песчано-сланцевые отложения, вскрывающиеся вдоль западного контакта массива и вдоль его восточного контакта большей частью перекрытые третичными отложениями. Сведения об асбестоносности этой интрузии отсутствуют.

Наконец, к наиболее восточному, четвертому поясу гипербазитовых интрузий Притоболья условно относятся выходы серпентинитов, исключительно сильно измененных в коре выветривания, расположенные на расстоянии 15—20 *км* к востоку от Гришинского массива. Выходы эти, известные под названием Ливановского массива, располагаются среди сплошного поля развития третичных отложений.

Геологическое строение и асбестоносность данного массива совершенно неизучены. Таким образом, о перспективах асбестоносности Гришинского и Ливановского массивов, представляющих условно выделяемые восточные гипербазитовые пояса, по имеющимся материалам судить довольно трудно. В целом же гипербазитовые массивы Притоболья безусловно заслуживают дополнительного внимания и поискового изучения.

Анализ асбестоносности Урала показывает, что подавляющее большинство асбестопроявлений этого района и все промышленные месторождения хризотил-асбеста (за исключением Джетыгаринского) закономерно располагаются в гипербазитовых поясах, обрамляющих с запада и востока Восточно-Уральский антиклинорий. Широко развитые в пределах этой зоны крупные интрузии гранитоидов обусловили интенсивное контактное, гидротермальное изменение гипербазитов. Образование крупных месторождений хризотил-асбеста происходило в условиях благо-

приятных структурных соотношений гипербазитов с более молодыми кислыми интрузиями, при которых обеспечивался интенсивный приток гидротермальных растворов вдоль определенных тектонических зон в гипербазитовых массивах. Такие же благоприятные для асбестообразования условия существовали, видимо, и в более восточной зоне Притоболья, где известно крупное Джетыгаринское месторождение хризотил-асбеста. Однако закономерности пространственного размещения гипербазитовых поясов и интрузий кислого состава и их связь с региональными геологическими структурами здесь во многом не ясны.

С западными гипербазитовыми поясами — Зилаирским, Полярно-Уральским, Кимперсайским и Миасс-Учалинским связаны лишь незначительные проявления и мелкие непромышленные месторождения хризотил-асбеста. Геологическая позиция этих поясов, как это было показано выше, не позволяет рассчитывать здесь на открытие крупных промышленных месторождений хризотил-асбеста.

В региональном плане в пределах Уральской провинции перспективными на открытие крупных месторождений хризотил-асбеста являются гипербазитовые интрузии поясов, обрамляющие Восточно-Уральский антиклинорий или находящиеся внутри этой структурной зоны, а также ультраосновные интрузии более восточных поясов Притоболья. Перспективность отдельных массивов данных поясов, очевидно, далеко неодинакова. Решаться этот вопрос должен в каждом конкретном случае на основе детального анализа геологической позиции и строения каждого отдельного массива.

Месторождения роговообманковых асбестов и их прогноз

На Урале известны небольшие месторождения актинолит- и тремолит-асбеста Абдул-Касимовского и Горбуновского подтипов. Геологическая позиция их не всегда ясна, а изученность довольно слабая. Большинство из первых располагается в докембрийских толщах зоны Урал-Тау и связано здесь с небольшими массивами серпентинитов, превращенных в тальково-хлоритовые, тальково-карбонатные и тальковые породы. Сюда относятся следующие месторождения: Колотухинское, Кирябинское, Абдул-Касимовское, Иткульское, Юлукское, Эбейтинское, Сухиновское и др. Массивы серпентинитов, вмещающие асбест, являются, видимо, реликтами древних гипербазитовых поясов Палео-Урала. Образование актинолит- и тремолит-асбеста, видимо, следует связывать с региональным метаморфизмом древних образований зоны Урал-Тау.

Месторождения актинолит- и тремолит-асбеста горбуновского подтипа располагаются на западной окраине зоны зеленокаменного антиклинория на Среднем Урале и связаны с дайками пироксеновых порфиритов, залегающих среди силурийских вулканогенных пород. Асбест встречается как в самих дайках, так и в контакте с вмещающими их альбитофирами. Сюда же относятся месторождения и проявления актинолит- и тремолит-асбеста, связанные с колчеданными залежами того же зеленокаменного синклинория Урала (Белореченское месторождение и др.). Образование асбестов связывается с гидротермальными процессами. Однако источник растворов и роль даек пироксеновых порфиритов и колчеданных руд в процессе асбестообразования остаются неясными.

В свете высказанных выше соображений можно предполагать, что наиболее перспективной областью на актинолит- и тремолит-асбест является западная зона зеленокаменного синклинория Урала, где широко развиты дайки пироксеновых порфиритов и колчеданные залежи.

Месторождения антофиллит-асбеста на Урале располагаются в пределах огромного Сысертского гранитного массива и связаны здесь с небольшими участками интенсивно измененных ультраосновных пород — реликтами более древних гипербазитовых массивов, захваченных и переработанных гранитной интрузией. Сюда относятся месторождения: Сысертское, Мочаловское, Катайское, Кочневское. В подобной геологической обстановке находится и целый ряд других незначительных проявлений антофиллит-асбеста, также расположенных вдоль западной границы Восточно-Уральского антиклинория.

В Уральской асбестоносной провинции аналогичная геологическая обстановка характерна для Салдинского гранито-гнейсового комплекса, среди которого имеются небольшие участки ультрабазитов, для западной окраины Алабашского гранитного массива, где встречаются небольшие останцы ультраосновных пород, для целого ряда районов Мугоджар, где известны довольно многочисленные выходы мелких гипербазитов внутри гранитных тел. Все эти районы заслуживают постановки поисковых работ.

Магнезиоарфведсонитовые асбестоподобные образования известны на Среднем Урале в пределах Тагило-Невьянского и Алапаевского гипербазитовых массивов. Зоны магнезиоарфведсонита связаны здесь с реликтами серпентинитов внутри тальково-карбонатных тел. В осевых частях тел обычно наблюдаются жилы лампрофиров (спессартитов), преобразованные в биотитово-хлоритовые породы. В массивах гипербазитов широко развиты дайки аплитов, микро- и мелкозернистых диоритов, кварцевых микродиоритов и микрогаббро. Предполагается, что щелочи, необходимые для образования магнезиоарфведсонит-асбеста поступали из даек спессартитов при превращении их в биотитово-хлоритовые породы.

В свете этого перспективными на асбестоносность районами могут быть массивы гипербазитовых поясов Восточно-Уральского антиклинория и поясов Притобольской зоны, где широко развиты герцинские интрузии и имеется источник возможного поступления щелочей.

Казахская асбестоносная провинция

Под названием Казахской асбестоносной провинции подразумевается территория Восточного Казахстана, лежащая к востоку от Арало-Тургайской низменности. Остальные границы тождественны административным границам республики, несколько отклоняясь лишь на юге. На территории провинции П. Н. Кропоткиным выделяется девять геолого-структурных зон: Ишимская, Чу-Сарысуйская, Кокчетавско-Улутауская, Западно-Балхашская, Тенизско-Карагандинская, Сарысу-Каркаралинская, Северо-Балхашская, Чингизско-Ерментавская и Иртышско-Зайсанская. П. Н. Кропоткин не рассматривает часть Восточного Казахстана, лежащую к юго-востоку от оз. Балхаш, где выделяется Забалхашская область, включающая Балхаш-Аликульскую впадину на севере и Джунгарский Алатау на юге. Выделяемая на юго-востоке область Джунгарского Алатау и Балхаш-Алакульской впадины охватывает территорию очень разнородную в структурном и геологическом отношениях, что не дает возможности применить к ней термин «зона», по П. Н. Кропоткину. Выделяемые структурно-геологические зоны неоднозначны по характеру и перспективам асбестоносности. Известные проявления и месторождения хризотилового асбеста провинции связаны с массивами ультраосновных пород. Месторождения амфиболового асбеста, известные на территории провинции, относятся к абдул-касимовскому, горбуновскому и боливийскому подтипам.

Месторождения хризотил-асбеста

Все известные месторождения и проявления хризотил-асбеста провинции пространственно и генетически связаны с ультраосновными породами. Массивы этих пород образуют пояса, приуроченные к глубинным разломам, проходящим в присводовых частях крупных антиклинальных структур. Эта особенность резко отличает данную провинцию от Уральской, где гипербазитовые пояса приурочиваются почти исключительно к глубинным разломам, проходящим по стыкам различных крупных тектонических зон. В отличие от Урала четкое поясное строение ультраосновных массивов Казахстана не всегда выдерживается. Поэтому наряду с четко выраженными поясами — Чу-Балхашским, Западно- и Восточно-Улутаускими, Тарбагатайским, Тектурмесским, Чарским, Чидерты-Экибастузским выделяются Шалгиинская, Кзыл-Джарская, Агадырская, Северо-Балхашская, Муражская, Кула-Утмесская, Северо-Казахская (Степняк-Боровская), Ерментавская и Селетинская зоны развития ультраосновных пород.

О возрасте гипербазитовых интрузий Казахской провинции существует несколько точек зрения. До последнего времени многие исследователи высказывали идеи об их одновозрастности на большей части или на всей территории провинции. Так, например, Н. Г. Кассин относил ультраосновные породы к каледонским интрузиям, И. Ф. Трусова — к докарадокским, а Р. А. Борукаев — к верхнепротерозойским.

В настоящее время можно выделить две основные возрастные группы интрузий: салаирскую (частично раннекаледонскую) и ранневарисскую.

К салаирской группе относятся массивы Кокчетавско-Улутауской, Западно-Балхашской, Чингизско-Ерментавской, Сарысу-Каракаралинской и Северо-Балхашской зон, где массивы ультраосновных пород приурочиваются к каледонским геосинклинальным зонам, преобразованным (главным образом в среднем палеозое) в крупные внутренние геосинклинали. К ранневарисской группе относятся ультраосновные породы Иртышско-Зайсанской зоны и, по-видимому, Джунгарского района.

Большинство известных месторождений и асбестопроявлений хризотилового асбеста приурочено к массивам Чидерты-Экибастузского, Чу-Балхашского, Тектурмесского и Улутауского поясов, а также к массивам Кокчетавского района, т. е. к массивам нижнепалеозойского возраста, тогда как в пределах варисских гипербазитов асбестопроявления отмечены лишь в редких единичных пунктах. Однако эту закономерность нельзя считать окончательно доказанной, так как, несмотря на целый ряд специальных работ, комплекс ультраосновных пород провинции изучен далеко недостаточно.

При анализе данных по асбестоносности Казахстана можно отметить, что проявления хризотил-асбеста распространены почти повсеместно, однако в значительных концентрациях асбест встречается очень редко, что объясняется, по-видимому, значительной степенью серпентинизации массивов ультраосновных пород. Большинство мелких массивов ультраосновных пород почти нацело серпентинизированы. В крупных же массивах серпентинизация, связанная, по-видимому, с процессами регионального метаморфизма или автометаморфизма, наблюдаются обычно лишь в краевых частях массивов.

Более значительные проявления хризотилового асбеста приурочены к массивам, в которых имеются участки, сложенные мало измененными ультраосновными породами. Характерно, что в этом случае (в крупных массивах) отмечаются зоны дробления и широкое развитие жильных по-

род. Перспективность различных зон в отношении хризотил-асбеста представляется следующей.

Ишимская зона с точки зрения асбестоносности не представляет интереса, так как в ее пределах нет ультраосновных пород.

Кокчетавско-Улутауская зона. В северной части этой зоны выделяются два типа ультраосновных интрузий: 1) дифференцированные габбро-пироксенитовые интрузии, производные габбровой магмы и 2) мелкие интрузивные тела серпентинизированных ультраосновных пород, расположенные по периферии Кокчетавской глыбы. Оба типа интрузий не интересны с точки зрения асбестоносности. Первые потому, что являются производными основной магмы, вторые из-за интенсивной серпентинизации и малых размеров.

В южной части зоны выделяются две полосы ультраосновных интрузий. Восточная полоса (состоящая из двух параллельных поясов), представлена массивами серпентинизированных перидотитов и дунитов, а западная — образована массивами габбро-пироксенитов. Массивы Западной полосы в отношении асбестоносности не интересны.

Массивы Восточной полосы сложены антигоритовыми и хризотиловыми серпентинитами и содержат участки мало измененных гипербазитов. Среди пород массивов встречаются комагматические и ксеногенные жильные породы. С серпентинитами Восточной полосы связан ряд проявлений хризотилового асбеста, в том числе довольно крупное месторождение Ичке-Ульмес. Исходя из общегеологических предпосылок, данный район является самым перспективным на хризотиловый асбест.

Чу-Сарысуйская зона не представляет интереса, поскольку в пределах ее нет гипербазитов.

Западно-Балхашская зона характеризуется широким распространением ультраосновных пород, слагающих Чу-Балхашский гипербазитовый пояс, массивы которого сложены в основном апогарцбургитовыми серпентинитами. В ряде мест массивы контактируют с гранитоидами (Тарылганский массив). С ультраосновными массивами этой зоны связан ряд проявлений хризотил-асбеста. Интенсивная асбестизация серпентинитов отмечается в пределах Тарланатского, Андасайского, Джамбульского, Тарылганского и Майжарылганского массивов.

Тенизско-Карагандинская зона ультраосновных пород не содержит и на хризотил-асбест бесперспективна.

Сарысу-Каркаралинская зона. В ее пределах ультраосновные породы пользуются довольно широким распространением. Выделяются два района развития этих пород: Сарысу-Моинтинский и район Тектурмасского антиклинория.

Сарысу-Моинтинский район характеризуется развитием мелких, сильно серпентинизированных тел ультрабазитов и потому является бесперспективным на хризотил-асбест. К Тектурмасскому антиклинорию приурочен крупный ультрабазитовый пояс, вытянутый в субширотном направлении. В пределах массивов пояса хризотиловая минерализация встречается повсеместно, однако никем из исследователей не отмечалось сколько-нибудь крупных скоплений хризотил-асбеста.

Северо-Балхашская зона. В ее пределах проявления ультраосновных пород известны в центральной и восточной частях Северного Прибалхашья. В строении массивов этих районов принимают участие апоперидотитовые серпентиниты. Имеются значительные участки с мощной корой выветривания. Массивы в ряде мест контактируют с гранитоидами. В приконтактовых частях с гранитоидами в серпентинитах обнаружены участки, обогащенные хризотил-асбестом. Хотя геологическая обстановка в этом районе в общем благоприятна, однако надеяться

на обнаружение крупных месторождений хризотил-асбеста вряд ли можно, так как, по имеющимся данным, гипербазиты очень интенсивно серпентинизированы.

Чингизско-Ерментавская зона. В этой зоне в отношении хризотил-асбеста представляют некоторый интерес лишь гипербазиты Чидерты-Экибастузского пояса и гор Мурджик, с серпентинитами которых связан целый ряд незначительных асбестопроявлений. Остальные ультраосновные массивы зоны (Улентинский, Ерментавские, Селетинские и др.) малы, сильно серпентинизированы и в отношении перспективности на хризотиловый асбест не заслуживают внимания.

Иртышско-Зайсанская зона включает крупный Чарский гипербазитовый пояс, сложенный в основном апогарцбургитовыми серпентинитами. Серпентиниты на значительных площадях превращены в кварцево-карбонатные породы. Большие площади массивов перекрываются остатками древней коры выветривания, что затрудняет поиски месторождений асбеста. В чарских гипербазитах известно Белогорское асбестопроявление, вероятно, значительных масштабов, и поэтому целесообразно провести детальные поиски на самом асбестопроявлении и в его окрестностях. Остальные массивы Чарского пояса в отношении асбестоносности изучены очень слабо. Вполне вероятно в пределах Чарского пояса обнаружение асбестопроявлений, аналогичных Белогорскому, для чего следует предварительно провести тщательное изучение самих гипербазитов.

Район Джунгарского Алатау. Здесь известно пять небольших массивов ультраосновных пород, которые нацело серпентинизированы и частично превращены в различные сланцы: серпентиново-хлоритовые, серпентиново-хлоритово-тальковые и др. Проявления хризотил-асбестовой минерализации в пределах данного района интересны лишь с минералогической точки зрения.

Месторождения амфиболовых асбестов и их прогноз

Территория Казахской провинции в отношении месторождений и проявлений амфибол-асбеста изучена очень слабо. Проявления амфиболового асбеста зафиксированы в провинции среди метаморфизованных эффузивов в Кокчетавско-Улутауской зоне (Грушевское месторождение актинолит-асбеста горбуновского подтипа), среди измененных ультраосновных пород (абдул-касимовский подтип, месторождение Аиртау). В Западно-Балхашской зоне известно проявление амфибол-асбеста Гульшад, приуроченное к участкам серпентинизированных известняков. В Чу-Сарысуйской зоне известны проявления и месторождения родусит-асбеста, приуроченные к слабо метаморфизованным песчано-мергелистым пестроцветным отложениям (боливийский подтип).

Грушевское месторождение приурочено к метаморфизованным эффузивам нижней свиты кембрия, развитой в бассейне р. Аккан-Бурлук, где среди эффузивов встречаются жилы, сложенные кальцитом, эпидотом, аксинитом и содержащие актинолит-асбест. В районе Грушевского месторождения обнаружен целый ряд асбестоносных участков, образующих Ялтинскую группу месторождений. Промышленное значение асбестизации подобного типа не выяснено. Для окончательного решения этого вопроса необходимо изучение месторождений на глубину и выяснение характера распределения асбеста различного качества на месторождении, и конечно, разработка рациональной схемы обогащения асбестовых руд.

Асбестопроявление Аиртау приурочено к массиву ультрабазитов Улутауского пояса. Асбест представлен актинолитовой разностью. Особый интерес в провинции представляют месторождения родусит-асбеста, для обнаружения которых, дополнительно к известным в Чу-Сарысуйской зоне, имеются благоприятные геологические предпосылки. В отношении обнаружения месторождений амфиболового асбеста в Казахской провинции представляют интерес участки Северного Прибалхашья (Итмурундинская, Тюретайская и Шоинтасская зоны), ряд массивов Чу-Балхашского пояса (Сейрек-Тас, Кандык-Кара), Чидерты-Экибастузского пояса и Джунгарского Алатау. В пределах указанных массивов отмечаются участки ультраосновных пород, подвергнутых процессам оталькования, хлоритизации, лиственитизации, а также зоны рассланцованных серпентинитов.

Среднеазиатская асбестоносная провинция

Среднеазиатская асбестоносная провинция выделяется как область широкого развития асбестопроявлений аспагашского подтипа, в которой остальные типы развиты значительно слабее. Это объясняется тем, что в геологическом строении провинции большую роль играют карбонатные осадочные толщи, прорванные массивами гранодиоритов.

По особенностям геологического строения и магматизма в пределах среднеазиатской провинции выделяется целый ряд геолого-структурных зон, обычно вытягивающихся в виде полос, обращенных выпуклостью на юг и юго-восток в пределах Тянь-Шаня и в обратную сторону — на Памире.

В Тянь-Шане, по В. А. Николаеву, выделяются следующие геолого-структурные зоны (с севера на юг): Северо-Тяньшанская каледонского возраста, Чаткало-Нарынская ранневарисского возраста, Фергано-Кокшаальская поздневарисского возраста, Туркестано-Алайская ранневарисского возраста — в центральной части и поздневарисского — по окраинам.

На Памире Д. В. Наливкин предложил выделять три геолого-структурные зоны: Северо-Памирскую — в северной полосе ранневарисского возраста и в южной — поздневарисского, Центрально-Памирскую мезо-кайнозойского возраста и Южно-Памирскую — варисского.

Месторождения и проявления хризотилового асбеста

Асбестопроявления среди ультраосновных пород. Комплекс ультраосновных пород провинции изучен еще очень слабо. В пределах провинции можно выделить несколько районов развития ультраосновных пород. Для некоторых из них характерно довольно отчетливое поясное строение и приуроченность к зонам глубинных разломов. Это Заилийский гипербазитовый пояс в северной зоне Тянь-Шаня, Южно-Ферганский гипербазитовый пояс в Туркестано-Алайской зоне и Дарвазский пояс в Северо-Памирской зоне. Однако имеются участки ультраосновных пород, для которых поясное строение не является характерным. К ним относятся одиночные массивы — Тамдинский, Султан-Уиздагский в северо-западной части Туркестано-Алайской зоны и Ваджакский в ее юго-западной части.

Проведенные исследования показали, что основная часть месторождений и проявлений хризотил-асбеста провинции приурочивается к тем районам развития ультраосновных пород, для которых характерно

четкое поясное строение, т. е. к Южно-Ферганскому и Дарвазскому поясам.

Сравнительно крупные месторождения и проявления хризотил-асбеста приурочиваются лишь к тем массивам поясов, где наряду с серпентинитами встречаются участки малоизмененных пород. Отсутствие месторождений хризотилового асбеста в поясе Заилийского Алатау объясняется, повидимому, полной серпентинизацией массивов. Среди одиночных массивов провинции или районов, где поясное строение нечетко выражено, проявлений хризотилового асбеста нет, исключение составляют лишь те массивы, где вблизи ультраосновных пород наблюдаются граниты. Из сказанного следует, что перспективы обнаружения крупных месторождений хризотилового асбеста, связанных с ультраосновными породами, в пределах провинции очень ограничены.

Асбестопроявления среди карбонатных пород. Месторождения и проявления асбеста аспагашского подтипа встречаются в приконтактовых частях доломитизированных известняков с гранитоидами. Месторождения такого типа встречаются в пределах Северо-Тяньшанской каледонской зоны, где сосредоточено две трети проявлений хризотилового асбеста указанного подтипа (19 из 31), и в Туркестано-Алайской зоне (6 проявлений). В этих зонах асбестопроявления приурочены к мраморизованным известнякам протерозоя, нижнего и среднего палеозоя.

Асбестоносность в основном отмечается в карбонатных породах, представленных нижнепалеозойскими доломитизированными известняками. Характерно, что асбестоносность отмечается лишь в контактах доломитизированных известняков с гранитоидами среднего состава (гранодиориты, биотитовые и роговообманковые граниты) и отсутствует в контактах с более основными или более кислыми разностями гранитоидов.

Подобные интрузии гранитоидов среднего состава, согласно воззрению Ю. А. Билибина и его школе, характерны для главного периода интрузивной деятельности среднего этапа развития той или иной подвижной зоны. Особенно отчетливо эта закономерность прослеживается в пределах северной зоны Тянь-Шаня.

Месторождения маложелезистого хризотилового асбеста в данной провинции встречаются в тех геолого-структурных зонах, где наблюдаются крупные интрузии каледонского и варисского циклов с образованием ксенолитов и провесов кровли, сложенных доломитизированными известняками. Подобные условия характерны для северной зоны Тянь-Шаня и системы Туркестано-Алтая.

Проявление амфиболового асбеста

Месторождения амфиболового асбеста провинции изучены очень поверхностно, и часто отнесение их к тому или иному генетическому типу затруднено из-за недостаточности сведений. В провинции известны проявления абдул-касимовского подтипа (Северная Фергана, район р. Манубалды). В Западной части Киргизского хребта проявления амфиболового асбеста связаны с рассланцованными эффузивами (по рекам Чентак, Бойрек, Туюн). Все месторождения приурочены к толще ортофиров и относятся к горбуновскому подтипу.

Учитывая весьма слабую изученность месторождений амфиболового асбеста провинции, целесообразно проведение ревизионных работ в области развития ультраосновных пород и эффузивов ортофирового типа.

Алтае-Саянская асбестоносная провинция

Изучение асбестоносности Алтае-Саянской складчатой области, начатое в тридцатых годах (Татаринов, Кузнецов, Филатов, 1934), показало, что после Уральского региона она является наиболее крупной и перспективной на асбест.

Детальное изучение комплекса ультраосновных пород Алтае-Саянской складчатой области, проводимое с конца сороковых годов, позволило установить характер размещения асбестоносности, возраст почти всех массивов этого комплекса и сходство возраста и состава ультраосновных пород, вмещающих асбест, а также связь асбестовых массивов с тектоникой. Эти данные в совокупности с особенностями асбестоносности позволили выделить Алтае-Саянскую складчатую область в самостоятельную асбестоносную провинцию.

Алтае-Саянская асбестоносная провинция охватывает территорию от Горного Алтая на западе до Восточного Саяна и Восточной Тувы на востоке. С северо-востока эта провинция ограничивается юго-западным обрамлением Сибирской платформы, с севера — областью развития мезокайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины, а с юго-запада — областью развития палеозойских отложений Восточного Казахстана. В эти границы входят такие крупные районы, как Горный Алтай, Салаир, Кузбасс, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Минусинская котловина, Западный и Восточный Саян, Западная и Восточная Тува. В пределах этой области широко распространены пояса ультраосновных интрузий салаирского возраста, с которыми генетически связаны месторождения асбеста. Весьма характерным для ультраосновных интрузий этой складчатой области является приуроченность их к глубинным разломам, где они локализуются в виде линейных гипербазитовых поясов. Большинство гипербазитовых интрузий залегает среди кембрийских существенно вулканогенных пород.

В Алтае-Саянской асбестоносной провинции установлено тринадцать крупных гипербазитовых поясов. Главнейшими среди них являются: Горно-Алтайский, Салаирский, Кузнецкого Алатау, Западно-Саянский, Западно-Тувинский, Южно-Тувинский и Китойско-Окинский пояса.

Горно-Алтайский пояс. Гипербазитовые массивы в этом поясе размещаются в древних, главным образом кембрийских эффузивно-осадочных, и реже докембрийских толщах, где они локализуются преимущественно в салаирских складчатых структурах. В пределах Горного Алтая выделяются три основные, территориально обособленные группы гипербазитовых массивов, слагающие линейные гипербазитовые пояса второго порядка: Курайский, Теректинский и Северо-Алтайский. Эти пояса могут рассматриваться как ветви единого сложного по своему строению Горно-Алтайского гипербазитового пояса.

Курайский гипербазитовый пояс имеет протяженность около 100 *км* при ширине 15—20 *км*. В пределах этого пояса известно до 25 массивов гипербазитов, для которых характерен перидотитовый состав и отсутствие существенных проявлений дифференциации исходной магмы.

Наиболее крупный Чачанузунский массив этого пояса достигает 10 *км* в длину и 3 *км* в ширину. Он представляет собой крупную линзу, ориентированную в северо-западном направлении, согласно со структурой вмещающей толщи кембрия. Внутри массива наблюдаются дайки основных пород. В ряде участков среди серпентинитов встречается хризотил-асбест, чаще в тонких сетчатых жилках. Местами наблюдаются метасоматические гранатовые, хлоритовые, тальковые породы и листвениты.

Теректинский гипербазитовый пояс прослеживается на протяжении свыше 120 *км*. В пределах этого пояса известно свыше 15 массивов серпентинитов, представленных, как правило, мелкими линзообразными телами, обычно не превышающими нескольких десятков, реже сотен метров в длину. В составе интрузий преобладают перидотиты, реже пироксениты, которые в настоящее время сложены почти нацело серпентинитами хризотилово-антигоритового состава. В этом поясе особенно энергично проявились процессы аллометаморфизма, с которыми, по-видимому, связано широко проявившиеся здесь оталькование, хлоритизация и лиственитизация. Наиболее крупный Казнахтинский массив этого пояса достигает 2 *км* в длину и 0,4 *км* в поперечнике. Он сопровождается серией мелких, тоже линейных тел. Эти тела сложены апоперидотитовыми хризотилово-антигоритовыми серпентинитами. В северо-западной части массива известно проявление асбестовой минерализации. Вдоль тектонических контактов за счет серпентинита образуются тальково-карбонатные породы и листвениты.

Северо-Алтайский гипербазитовый пояс насчитывает свыше десяти ультраосновных тел, которые обнажаются преимущественно в бассейне речек Каменки и Сосновки. Размеры массивов этой группы незначительны и обычно не превышают нескольких десятков метров в поперечнике и нескольких сотен метров в длину. Они сложены антигоритово-хризотиловыми апоперидотитовыми серпентинитами. С ними связаны проявления асбестовой минерализации и хромита.

С а л а и р с к и й г и п е р б а з и т о в ы й п о я с. В центральной части Салаирской зоны наблюдается целый ряд массивов ультраосновных пород, относимых к верхам нижнего и низам среднего кембрия. Главная цепь массивов Салаирского гипербазитового пояса прослеживается на протяжении около 120 *км* от истоков р. Аламбай на севере до истоков р. Шалап, левого притока р. Чумыш на юге. Входящие в состав главной цепи Салаирского пояса массивы ультраосновных пород образуют тела преимущественно линзообразной формы, размеры которых в длину достигают нескольких сотен метров при мощности около 50—100 *м*. В составе пояса выделяется около 35 тел площадью около 30 *км*^{2}. Главная цепь массивов расчленяется на три пространственно разобщенных участка повышенной концентрации гипербазитовых массивов. Наиболее крупный из них Тягун-Таловский, насчитывающий более пятнадцати гипербазитовых массивов, в том числе Таловский массив площадью около 12 *км*^{2}. Второй участок, выделяемый под именем Уксунайского, содержит четыре небольших массива гипербазитов размером в среднем 0,5 $\times$ 2,0 *км*. Третий Мартыново-Шалашский участок насчитывает пятнадцать массивов. Средние их размеры колеблются в пределах 2—3 *км* в длину и 0,4—0,5 *км* по мощности.

Ультраосновные интрузии представлены преимущественно серпентинитами, реже пироксенитами. Местами наблюдаются апосерпентиновые образования типа актинолитовых, актинолитово-тальковых и тальково-карбонатных пород, проявляющихся в процессе позднейших метасоматических преобразований в связи с гидротермальной деятельностью, сопровождавшей внедрение более молодых интрузий.

Г и п е р б а з и т о в ы й п о я с К у з н е ц к о г о А л а т а у достигает около 440 *км*. Он прослеживается от верховьев Мунжи на юге до среднего течение р. Золотой Китат на севере. На протяжении всей длины гипербазитового пояса массивы ультраосновной интрузии секут кембрийские эффузивные отложения. В этом поясе насчитывается свыше 25 массивов гипербазитов. Большая часть их сконцентрирована в северной части пояса, где располагается 15 массивов. Последние являются линейно-

вытянутыми согласными телами. Размеры отдельных тел варьируют от мелких линз, протяженностью в десятки или сотни метров, до массивов, площадь которых измеряется десятками квадратных километров. По форме тел гипербазитовые массивы ближе всего отвечают круто поставленным плитообразным залежам. Бóльшая часть выходов ультраосновных массивов, слагающих гипербазитовый пояс, представлена серпентинитами или серпентинизированными гарцбургитами.

Наиболее крупными гипербазитовыми массивами этого пояса являются массив горы Северной, а также Сеглебирский и Викторьевский гипербазитовые массивы. Массив горы Северной расположен в бассейнах верхнего течения рек системы Тейдона и Нижней Терси. Протяженность массива составляет около 18 *км* при ширине 1—2 *км*. Интрузия сложена гарцбургитами, содержащими энстатит в пределах 20—30%. Она в значительной степени серпентинизирована. Среди серпентинитов наибольшим распространением пользуются антигоритовые разности. Из новообразований присутствуют карбонат, тальк, актинолит и лиственит.

Сеглебирский массив расположен среди вулканогенно-осадочной свиты кембрия. Он сложен хризотиловыми и антигоритовыми серпентинитами, лишенными даже реликтов первичных магматических минералов. Порода принадлежала, по-видимому, к гарцбургитам.

Викторьевский гипербазитовый массив расположен в бассейне р. Большой Унзас, на водоразделе Викторьевки и ее левого притока — кл. Николки, в области развития вулканогенно-осадочной свиты кембрия. Массив сложен апогарцбургитовыми серпентинитами. По серпентину развивается тальк и магнезиально-железистый карбонат.

З а п а д н о - С а я н с к и й (Б о р у с с к и й) г и п е р б а з и т о в ы й п о я с состоит из двух равновеликих ветвей протяженностью около 300 *км* каждая. Северная ветвь этого пояса прослеживается от верховьев р. Большой Артат на юго-западе до верхнего течения р. Алтай на северо-востоке. Гипербазитовые массивы распространены лишь среди нижнекембрийских отложений и приурочены к Саяно-Тувинскому глубинному разлому. Юго-восточная ветвь Западно-Саянского пояса прослеживается вдоль оси Куртушубинского хребта (К у р т у ш у б и н с к и й п о я с).

По насыщенности гипербазитами кембрийских отложений и по площади, занятой гипербазитами, и размерам отдельных массивов Западный Саян стоит на первом месте среди других регионов Алтае-Саянской складчатой области. Гипербазиты представлены преимущественно гарцбургитами. Им подчинены дуниты, лерцолиты и пироксениты. Все они в значительной степени серпентинизированы.

Наиболее крупными являются Иджимский, Куртушубинский, Борусский гипербазитовые массивы.

Иджимский массив расположен в верхнем течении речек Иджим и Узюп, впадающих слева в р. Ус. Он залегает среди пород чингинской свиты нижнего кембрия. Площадь выходов массива составляет 50 *км*^{2}. Несмотря на значительную величину массива, слагающие его породы почти нацело серпентинизированы. Слабо измененные первично-магматические породы занимают лишь небольшие участки в центральной части массива и сложены перидотитами гарцбургитового состава. Серпентиниты эндоконтактовой зоны массива сильно карбонатизированы. С Иджимским гипербазитовым массивом генетически связано небольшое месторождение хризотил-асбеста.

Куртушубинский массив залегает среди эффузивно-осадочных образований чингинской свиты нижнего кембрия. Длинная ось массива прослеживается на расстоянии свыше 200 *км* при ширине от 3 до 6 *км*. Массив

сложен в основном гарцбургитами, реже дунитами и лерцолитами. Дуниты занимают центральную часть массива. По периферии массив окаймлен зоной серпентинитов.

Борусский гипербазитовый массив является наиболее крупным во всей Алтае-Саянской области. Он начинается на юго-западе, в истоках левых притоков р. Казахашки, впадающей слева в р. Кантегир, и прослеживается по юго-восточному склону хр. Подъемного до долины р. Ора-Суч. В правобережье Енисея гипербазитами слагается хребет Борус. Длина массива 60 *км*. Массив залегает среди пород чингинской свиты нижнего кембрия. Он сложен апогарцбургитовыми серпентинитами. Реже встречаются лерцолиты. По серпентину развиваются тремолит и тальк.

Западно-Тувинский гипербазитовый пояс. На территории Тувинской автономной области в настоящее время известны четыре гипербазитовых пояса: Западно-Тувинский, Южно-Тувинский, Каахемский и Восточно-Тувинский. Петрографическая характеристика этих поясов, а также перспективы асбестоносности Тувы даны в специальной статье одним из авторов (В. П. Еремеев), помещенной в данном сборнике. Поэтому мы остановимся кратко лишь на Западно-Тувинском гипербазитовом поясе, как на наиболее важном и интересном в смысле обнаружения крупных скоплений хризотил-асбеста.

Западно-Тувинский гипербазитовый пояс прослеживается на протяжении свыше 250 *км* и насчитывает около 60 отдельных тел ультраосновных пород, которые часто представлены небольшими по размерам линейно вытянутыми телами, залегающими среди актовракской эффузивно-осадочной толщи нижнего кембрия. Размеры большинства тел гипербазитов, слагающих этот пояс, небольшие (50—100 $м^2$) и лишь отдельные массивы, такие как Актовракский, Хоопсекский и Кодейский, занимают площади, измеряемые от 1 до 12 $км^2$. Основная масса ультраосновных пород, слагающих этот пояс, представлена серпентинитами. Неизмененные или слабо серпентинизированные гипербазиты встречаются редко и чаще всего в центральных участках наиболее крупных массивов, где они представлены преимущественно гарцбургитами.

В районе Актовракской гипербазитовой интрузии наблюдается широкое развитие послеверхнесилурийских кислых интрузий гранодиоритового и диоритового состава, а также более основных габбровых интрузий. Сам массив сложен метаморфизованными разностями — серпентинитами, среди которых сохранились небольшие участки «ядра» слабо измененных перидотитов — гарцбургитов. Ядра крупных размеров приурочены к центральной части перидотитового тела. Серпентинизация Актовракского гипербазитового массива произошла в два этапа. Первый этап связан с автометаморфическим процессом, а второй— с воздействием гидротермальных растворов более поздних кислых интрузий, с которым связано и асбестообразование. К Актовракскому массиву приурочено известное одноименное крупное промышленное месторождение хризотил-асбеста.

Другим значительным перидотитовым массивом этого пояса является Кодейский массив, расположенный в западной части гипербазитового пояса, в нижнем течении р. Барлык. По длинной оси он прослеживается на расстояние 12 *км*, ширина его около 1 *км*. В петрографическом отношении он близок к Актовракскому массиву. В центральной части массив сложен преимущественно перидотитами (гарцбургитами) и апогарцбургитовыми серпентинитами, а в краевых — серпентинитами. Среди этих пород также наблюдаются проявления хризотил-асбеста.

Из интрузий других гипербазитовых поясов Тувы заслуживает внимания Шурманская, или Кускунугская, интрузия (Южно Тувинский пояс), где среди аналогичных по составу гипербазитовых интрузий встречаются довольно крупные жилы хризотил-асбеста.

Китойско-Окинский гипербазитовый пояс. Большая группа массивов ультраосновных пород расположена в юго-восточной части Восточно-Саянской зоны. Общая протяженность пояса гипербазитов около 250 *км*. В бассейне р. Китоя пояс разделяется на ряд отдельных полос, из которых самая южная протягивается через реки Арлык-Гол и Самарта в район озера Ильчир. Далее на юго-запад эта ветвь гипербазитового пояса, не доходя до хребта Мунку-Сардык, затухает. Вторая, более северная полоса протягивается в район р. Гарган, где и заканчивается. Самая большая, северная полоса через бассейн р. Урик прослеживается по рекам Ульзеты и Буксон и заканчивается в верховьях р. Диби.

Все массивы ультраосновных пород пояса залегают среди отложений оспинской свиты протерозоя, представленной мраморизованными известняками, кварцитами и филлитами. Большинство массивов представляет собой небольшие линзообразные тела, сложенные почти исключительно серпентинитами. В центральных частях крупных массивов сохраняются первоначальные породы: дуниты, перидотиты и пироксениты.

Наиболее изученный Оспинский массив слагает водораздельную часть гольцов, расположенных между р. Оспой и Китоем. Общая площадь массива составляет около 200 *км*^{2}. Он сложен дунитами, гарцбургитами, верлитами и лерцолитами. Наиболее широко распространены гарцбургиты, которыми сложен голец Оспинский и район горы Графитовой. Ближе к периферии массива сравнительно часто встречаются верлиты и лерцолиты. По периферии массива развиты различные серпентиниты. Для массива в целом характерна многочисленная комагматическая жильная серия — небольшие дайки гарцбургитов, верлитов, лерцолитов, пироксенитов, габброидов. В 2—3 *км* от этого массива на правобережье Китоя, близ оз. Тумурник, расположен Ильчирский массив. Длина массива 2 *км* при ширине до 0,9 *км*. Массив сложен серпентинизированными гарцбургитами.

В северной ветви пояса один из наиболее крупных массивов ультраосновных пород находится на гольце Улан-Хода по правым притокам р. Урик—рекам Барун-Холба и Зун-Холба. Ультраосновные породы представлены серпентинизированными перидотитами. Вблизи них обнажены граниты. Наиболее западный массив пояса — Буксонский — расположен в приустьевой части р. Буксон, в пределах хребта Денжегур.

Помимо перечисленных сравнительно крупных массивов, в пределах пояса известно еще более двух десятков мелких линз ультраосновных пород, обычно нацело серпентинизированных.

Перспективы асбестоносности Алтае-Саянской провинции

Геологическое изучение, проведенное еще в 1930—1940 гг., выявило, что в отношении асбестоносности Алтае-Саянская провинция хотя значительно и уступает Уральской, однако является наиболее перспективной и крупной: поэтому ей здесь уделяется относительно бóльшее внимание.

Месторождения хризотил-асбеста в ультраосновных породах

Как уже отмечалось, в пределах Алтае-Саянской асбестоносной провинции установлено тринадцать крупных гипербазитовых поясов, приуроченных к зонам глубинных разломов. Подавляющее большинство месторождений хризотил-асбеста провинции пространственно и генетически связано с интрузиями ультраосновного состава. По морфологическим осо-

бенностям среди них выделяются проявления баженовского, лабинского и карачаевского подтипов асбестоносности.

Асбестоносность Горно-Алтайского гипербазитового пояса, расположенного вдоль северной и южной окраины Теректинского горста, была установлена еще в XIX в. В настоящее время здесь известны лишь небольшие проявления хризотил-асбеста: Кайтанакское Батунское, Сугашское, Катандинское, Мало-Яломанское, Казнахтинское и Аккемовское, относящиеся главным образом к карачаевскому подтипу. Поскольку для Горно-Алтайского пояса не установлено влияние гранитоидов на процессы серпентинизации, а отдельные пироксенитовые массивы характеризуются значительной (нередко сплошной) серпентинизацией, а также ввиду неблагоприятного экономико-географического положения известных уже мелких месторождений можно говорить о нецелесообразности проведения здесь дальнейших работ на хризотил-асбест. К разряду неперспективных по тем же причинам следует отнести отдельные массивы ультраосновных пород в бассейне р. Куячи и Курайского хребта, расположенных в зоне сочленения Ануйско-Чуйского синклинория со структурами Западного Саяна и Кузнецкого Алатау.

В пределах Салаирского гипербазитового пояса (его обеих ветвей) был выявлен ряд участков хризотил-асбестовой минерализации, представленной редкими маломощными жилами поперечно-волокнистого хризотил-асбеста (месторождения Еловая Речка, Веселая Сопка, Разломное и Ново-Нарымское). В 1944 г. были установлены незначительные проявления асбеста по р. Средний Уксунай (Уксунайское), а в 1954 г. — в окрестностях пос. Мартыново (Мартыновское). Салаирский гипербазитовый пояс характеризуется отсутствием молодых гранитоидов, значительной серпентинизацией всех массивов и апопироксенитовым составом их, а также слабым проявлением жильных пород. В связи с этим он не может представлять большого интереса в отношении асбестоносности. Однако несмотря на общую отрицательную оценку этого района, целесообразно провести ревизию всех массивов западной полосы пояса, находящихся в благоприятных транспортно-экономических условиях, с целью выявления месторождений местного значения.

Широкое развитие разновозрастных интрузивных комплексов в пределах Кузнецкого Алатау и Горной Шории затрудняет выделение комплекса, с которым может быть связана асбестоносность.

Гипербазитовый пояс Кузнецкого Алатау простирается более чем на 400 *км*. Изучен он недостаточно и, судя по неполным данным, здесь наряду с типичными ультрабазитами широко представлены ультраосновные дифференциаты габбровой магмы, что снижает перспективы асбестоносности этого пояса. Незначительные проявления хризотил-асбеста, не представляющие практического интереса, известны лишь в пределах Северного и Викторьевского массивов. Решение вопроса о необходимости проведения работ на асбест в Кузнецком Алатау и Горной Шории зависит во многом от петрологического и петрохимического изучения интрузивных пород и выделения среди них комплексов, типичных для гипербазитовых поясов.

В Борусском (Западно-Саянском) гипербазитовом поясе описано несколько проявлений хризотил-асбеста — Кантегирское, Оросукское, Приисковое, Борусское, Сосновское. На всех участках встречаются лишь редкие маломощные жилы хризотил-асбеста. Геологическая позиция Борусского пояса гипербазитов тем не менее характеризует его как один из наиболее перспективных участков Алтае-Саянской складчатой области в отношении хризотил-асбеста, хотя специальных работ на асбест здесь не проводилось. Борусский пояс ультраосновных пород

состоит из двух ветвей. Первая ветвь, начинаясь на западе, в нижнем течении р. Джебаш, у горы Изых, прослеживается вдоль водораздельной части Джойского хребта, южнее пос. Субботино и Новотроицкого, и заканчивается на левобережье р. Амыл, в верховьях р. Систиг-Хем, где, по-видимому, соединяется с Куртушубинским поясом гипербазитов. Вторая ветвь отходит от первой южнее пос. Новотроицкого и прослеживается в юго-западном направлении вдоль водораздельной части хребта Борус, пересекая Енисей выше устья р. Кантегир.

Первая ветвь Борусского пояса представлена сравнительно небольшими массивами серпентинизированных пород, нередко измененных до серпентинитовых сланцев, а местами даже до лиственитов. Исследование этих массивов показало преобладание среди них пироксенитов и апопироксенитовых серпентинитов.

Вторая ветвь пояса фактически состоит из двух крупных массивов, Кантегирского (Борусского) и Березовского, протягивающихся на протяжении 130—140 *км* в северо-восточном направлении. Массивы сложены преимущественно перидотитами (гарцбургитами и лерцолитами), серпентинизированными по периферии и вдоль зон разломов. Имеются указания о наличии здесь даек пироксенитов, дунитов и других пород, а также жил кварцевых альбититов. Всеми исследователями отмечается метаморфизм комплекса ультраосновных пород за счет воздействия более молодых интрузий Майнского и Джойского комплексов. Все эти данные, наряду со спорадической асбестоносностью, показывают, что район Борусского пояса является крайне благоприятным для обнаружения месторождений асбеста. В связи с этим необходимо быстрейшее проведение геологической съемки массивов и ревизии известных асбестовых проявлений.

Второй гипербазитовый пояс Западного Саяна — К у р т у ш у б и н с к и й — приурочивается к осевой части хребта того же названия и протягивается от левых притоков нижнего течения р. Ус на юго-западе и до верховьев рек Амыл и Систиг-Хем на северо-востоке. Здесь встречены проявления хризотил-асбеста. Идимское, «330 *км*», Асбестовая горка, Узюп и Ашпан, не представляющие промышленной ценности вследствие ограниченности размеров асбестоносных участков и малой концентрации в них асбеста.

Для Куртушубинского пояса гипербазитов установлены вариации состава и размеров массивов. Юго-западная часть его характеризуется развитием небольших линзообразных тел пироксенитов и лерцолитов, обычно нацело серпентинизированных. Начиная с верховьев р. Узюп на юго-западе и далее до р. Амыл на северо-востоке, развиты крупные массивы ультраосновных пород, в которых преобладают гарцбургиты, при подчиненном развитии дунитов, лерцолитов и пироксенитов. Серпентинизация в крупных массивах проявилась в основном в эндоконтактовых зонах, а также в виде относительно узких полос внутри массива. Комагматическая жильная серия не имеет широкого развития. Следует отметить почти полное отсутствие массивов гранитоидов и жильной серии, связанной с ними, вблизи комплекса ультраосновных пород. Однако, по-видимому, это последнее обстоятельство не может служить основанием для безоговорочного отнесения северо-восточной части пояса в разряд бесперспективных.

На территории З а п а д н о - Т у в и н с к о г о г и п е р б а з и т о в о г о п о я с а, к западной части которого приурочено одно из крупнейших разведанных в СССР Актовракское месторождение, в различные годы были обнаружены небольшие, обычно минералогического характера асбестопроявления — Шагонарское, Темурсукское, Мало-Бурское, Улу-Шуйское и Кодейское.

Для Западно-Тувинского пояса характерны незначительные размеры массивов гипербазитов (порядка 300 × 200 *м*) и полная их серпентинизация. Лишь в двух крупных массивах — Актовракском и Кодейском — имеются малоизмененные гарцбургиты и реже дуниты и лерцолиты. В связи с этим перспективы асбестоносности Западной Тувы могут быть определены в основном изучением двух массивов — Актовракского и Кодейского.

Препятствием для начала эксплуатационных работ на Актовраке до сих пор была его значительная удаленность от освоенных районов и трудности транспортировки добываемого асбеста. Сейчас в связи с окончанием строительства железнодорожной ветки Абакан — Абаза и предполагаемым продолжением этой ветки до Анзаса, транспортные условия Актоврака резко изменяются. Достаточно указать, что от Актоврака до Анзаса лишь около 200 *км*. Наличие же автотрассы в районе Актоврака резко изменит экономику этого богатого края Западной Тувы.

В настоящее время в Западно-Тувинском поясе, помимо разведки глубоких горизонтов Актовракского месторождения, необходимо тщательное обследование Кодейского массива ультраосновных пород, расположенного в нижнем течении р. Барлык, примерно в 50 *км* к югу от Актоврака. В восточной части массива, в верховьях р. Малой Аянгаты, в 1951—1954 гг. было выявлено Аянгатинское месторождение хризотил-асбеста, промышленное значение которого до сих пор не ясно.

В Восточной Туве выявлено несколько поясов и участков развития ультраосновных пород. Наиболее изучен из них Южно-Тувинский пояс, протягивающийся в северо-восточном направлении на 100 *км* от оз. Шара-Нур у государственной границы на юго-западе почти до верховьев рек Бурен и Эрзин на северо-востоке. Почти во всех массивах Южно-Тувинского пояса отмечены проявления хризотил-асбеста. Так, известны единичные прожилки хризотил-асбеста в Улорском, Терехтыг-Сайырском, Сольджерском и Агардакском массивах. В пределах Куксунгского массива было обнаружено сравнительно крупное Куксунгское (Шурмакское) месторождение хризотил-асбеста.

Геологическая обстановка в Южно-Тувинском гипербазитовом поясе благоприятна для асбестообразования в связи с развитием здесь более молодых, чем ультраосновные породы, гранитоидов Таннуольского комплекса. Поэтому здесь целесообразно проведение тщательных специализированных поисков в пределах всего пояса.

Менее изучен в Восточной Туве Каахемский пояс гипербазитов, прослеживаемый от верховьев р. Тапсы (приток р. Бий-Хем) на западе, через вершины правых притоков р. Каа-Хем-Хопто, Дерзиг, Мурген в среднее течение р. Ужеп на юго-востоке. В среднем течении р. Ужеп цепь массивов круто поворачивает на юг, достигая долины р. Каа-Хем. Южное продолжение пояса, по-видимому, прервано громадными полями таннуольских гранитоидов. Проявления хризотил-асбеста были обнаружены в Ужепском массиве.

Несмотря на ряд положительных признаков: наличие ядер неизмененных пород в отдельных крупных массивах, многочисленных зон смятия, даек, по-видимому, ксеногенной серии и явное воздействие гранитоидов на комплекс ультраосновных пород, такие отрицательные факторы, как значительное развитие процессов оталькования, полная серпентинизация большинства массивов пояса, малые размеры большинства массивов свидетельствуют, что в пределах Каахемского пояса вряд ли удастся обнаружить промышленные месторождения хризотил-асбеста.

Массивы Билино-Бильдыкского и Эми-Тайрисинского районов Восточной Тувы характеризуются значительными размерами и, что особенно

характерно, неправильными очертаниями в плане. Для Билино-Бильдыкского района характерно преобладание слабо серпентинизированных гарцбургитов и дунитов, прорванных интрузиями габброидов и гранитоидов. Для наиболее крупного массива Эми-Тайрисинского района — Улин-Ханского — характерно преобладание пироксенитов и габбро-пироксенитов. Не исключена возможность, что данный массив и ряд других массивов этого района являются продуктами гибридизма пород Таннуольского комплекса. Хризотил-асбестовая минерализация в пределах обоих районов Восточной Тувы до сих пор не установлена.

В связи с генетической неопределенностью этих гипербазитов перспективы их асбестоносности неясны. Учитывая, что специализированных работ на асбест не проводилось, а изучение массивов производилось при геологической съемке, следует признать целесообразным проведение детальных работ на всех массивах этих районов.

В пределах Восточного Саяна также известно несколько поясов ультраосновных пород. Так, к глубинному разлому, отделяющему архейские отложения от протерозоя Восточно-Саянского антиклинория, приурочен крайне слабо изученный Бирюсино-Гутарский пояс ультраосновных и основных пород. Для этого пояса характерно наличие мелких линз пироксенитов и габбро. По правобережью р. Кан на южных склонах Идарского Белогорья среди небольших массивов пироксенитов уже давно были установлены незначительные проявления хризотил-асбеста — Адральское и Майское. Несмотря на плохую изученность, данный пояс как по размерам массивов, так и по составу слагающих массивы пород можно поставить в ряд неперспективных.

Большие перспективы характерны для следующего — Китойско-Окинского пояса гипербазитов, где расположено крупное Ильчирское месторождение хризотил-асбеста. Хотя широкие поисковые и разведочные работы на асбест в районе были начаты еще в 1952 г. и продолжаются до сих пор, ясного представления об асбестоносности пояса, геологическом строении и позиции отдельных массивов до сих пор нет. Приводимые ориентировочные оценки отдельных месторождений, по нашему мнению, являются необоснованными и, по-видимому, преувеличенными.

Исходя из наличия крупных массивов серпентинитов с ядрами мало измененных перидотитов и дунитов, жильных пород комагматической и ксеногенной серии и довольно отчетливого в отдельных массивах контактового воздействия более поздних интрузий гранитоидов, можно сделать вывод о значительной перспективности Китойско-Окинского пояса в отношении обнаружения месторождений хризотил-асбеста. Это подтверждается уже имеющимися данными по асбестоносности пояса.

В настоящее время в пределах Китойско-Окинского пояса условно можно выделить три группы месторождений и проявлений хризотил-асбеста.

Первая группа, крайне плохо изученная, располагается в западной части северной ветви пояса. Здесь к Буксонскому массиву приурочено Буксонское месторождение, промышленное значение которого до сих пор не ясно. Среди Ульзетинских массивов этой же группы также установлено наличие незначительной асбестоносности. Все массивы этой группы безусловно должны быть подвергнуты тщательной ревизии.

Вторая группа месторождений и проявлений асбеста, приуроченная к Улан-Ходинскому массиву, судя по последним данным, представляет значительный интерес. Здесь, помимо ранее известных небольших проявлений хризинтол-асбеста, в 1955—1956 гг. было выявлено новое Мунконовское месторождение.

Третья и наибольшая группа месторождений и проявлений асбеста — Оспинско-Китойская — приурочивается главным образом к Оспинскому

массиву и его сателлитам. В периферических частях массива располагаются Саган-Сарское, Гарлык-Дабан-Желгинское, Арлык-Гольское и Оспин-Дабанское месторождения асбеста, из которых первые два, по-видимому, характеризуются незначительными запасами, а последние два не представляют практического интереса. Остальные месторождения данной группы — Ильчирское, Амборто-Гольское (Самартинское) и Гарлык-Гольское — приурочиваются к отдельным сравнительно небольшим сателлитам Оспинского массива. Ильчирское месторождение по запасам можно отнести в разряд крупнейших месторождений СССР. В данной группе месторождений необходимо продолжение работ с целью выяснения масштаба асбестоносности и подсчета запасов.

Породы, слагающие Джидинский пояс ультрабазитов, протягиваются па расстоянии 150 *км* от водораздела р. Дзон-Мурин и верховьев Джиды на северо-западе до правых притоков рр. Джиды — Уленги и Шабартай на юго-востоке. Специальных работ на асбест в пределах пояса не проводилось. Незначительные проявления хризотил-асбеста были выявлены в процессе геологосъемочных и поисковых работ на другие виды полезных ископаемых. Ряд косвенных данных (непосредственный контакт ультраосновных пород с джидинскими гранитоидами, наличие малоизмененных ядер — перидотитов и дунитов и т. п.) позволяет считать необходимым проведение работ по поискам хризотил-асбеста на территории всего Джидинского пояса.

Месторождения хризотил-асбеста в карбонатных породах

В Восточной Сибири известны месторождения и проявления хризотил-асбеста в карбонатных породах (месторождения аспагашского подтипа), образовавшиеся в результате воздействия кремнекислых растворов на доломитизированные известняки в условиях контактового метаморфизма, связанного как с кислыми интрузивными породами (граниты, граносиениты), так и с дайками основного состава (диабазы, спессартиты).

Еще в начале XX в. на территории СССР были обнаружены небольшие месторождения хризотил-асбеста этого подтипа. В периферийной восточной части Кузнецкого Алатау, среди кембрийских карбонатных отложений, прорванных гранитоидами и дайками диабазов, находятся Бистагское, Биджанское и Уйбатское месторождения, связанные с карбонатными породами.

Наиболее крупное и наиболее изученное месторождение подобного типа собственно Аспагашское, находится на правобережье Енисея, в 170 *км* выше Красноярска. Месторождение изучалось неоднократно. В. П. Лодочников и в последнее время В. П. Петров приписывали основным дайкам района месторождения главную роль в генезисе месторождения, в то время, как А. Г. Вологдин и Н. Д. Меркурьев генезис месторождения связывали с гранитоидами. Характерно, что масштаб собственно Аспагашского месторождения, не говоря о других проявлениях асбеста подобного типа, не только в Алтае-Саянской асбестоносной провинции, но и в других районах СССР, очень мал и не может идти ни в какое сравнение даже со сравнительно небольшими месторождениями хризотил-асбеста в ультраосновных породах.

Небольшие запасы асбеста, характерные для аспагашского типа месторождений, позволяют считать рентабельным эксплуатацию отдельных месторождений лишь при особо выгодном их географо-экономическом расположении. Месторождения аспагашского типа привлекают внимание

главным образом как возможные поставщики для электропромышленности маложелезистого асбеста.

Проведение дальнейших работ по поискам и разведкам месторождений хризотил-асбеста аспагашского типа во многом зависит от технологических исследований и испытаний большой партии асбеста с Аспагашского месторождения. В случае положительных результатов испытаний необходимо в ближайший период дать полную оценку Аспагашскому месторождению. Выявление новых месторождений аспагашского подтипа вполне возможно на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в осевой и юго-западной частях Восточного Саяна, где доломиты кембрия и протерозоя прорваны многочисленными кислыми интрузиями.

Месторождения актинолит- и тремолит-асбеста, связанные с ультраосновными породами

К данному типу относятся месторождения и проявления актинолит-асбеста, связанные с метаморфическими производными ультраосновных пород — тальковыми, тальково-хлоритовыми, тальково-карбонатными породами и оталькованными серпентинитами. Сюда условно могут быть отнесены незначительные проявления актинолит-асбеста в Салаирском кряже, в Сольджерской группе массивов Южно-Тувинского пояса, в отдельных массивах Китойско-Окинского пояса. Работы по поискам асбеста этого типа в настоящее время нецелесообразны.

Месторождения актинолит- и тремолит-асбеста в вулканогенных породах

Месторождения и проявления актинолит- и тремолит-асбеста, пространственно приуроченные к метаморфизованным вулканогенным породам и дайкам основных пород, обычно крайне немногочисленны и их промышленная ценность до сих пор не ясна.

На территории Алтае-Саянской провинции к этому типу можно отнести прожилки амфибол-асбеста, развитые в пределах Чарышо-Теректинской зоны среди рассланцованных эффузивных пород и сланцев Теректинского комплекса в районе р. Кокса (левый приток р. Катунь) вблизи контактов с дайками диабазов.

Самостоятельные поиски месторождений нецелесообразны в пределах Алтае-Саянской провинции. Однако приуроченность подобных проявлений асбеста к зеленым кварцево-хлоритово-карбонатным, кварцево-эпидотово-хлоритовым и другим породам и прорывающим их дайкам порфиритов, диабазовых порфиритов и диабазов показывает возможность попутных поисков таких проявлений при обследовании районов развития ультраосновных пород на хризотил-асбест, поскольку большинство массивов ультраосновных пород рассматриваемой провинции залегает среди подобных по генезису и литологии пород. Перспективным для поисков подобных месторождений являются Чарышо-Теректинская зона, в особенности, район Теректинского горста, районы развития отложений аламбайской формации Салаирского кряжа, джебашской и нижне-монокской свиты Западного Саяна и актовракской свиты Тувы.

Месторождения крокидолит-асбеста, связанные с железистыми кварцитами

Месторождения подобного типа в Алтае-Саянской области отсутствуют. Однако судя по данным других районов СССР, находки волокнистых разностей рибекита в железистых кварцитах очень вероятны. В этой связи заслуживают ревизии все более или менее крупные участки разви-

тия железистых кварцитов провинции: среди отложений джебашской свиты Западного Саяна, среди отложений нижнего (верхнего?) протерозоя Сангилена, среди отложений свиты Соснового Байца и в бассейне рек Сыды, Балахтисон в Восточном Саяне.

Алданская асбестоносная провинция

Алданский район в качестве асбестоносной провинции выделяется нами впервые и его территория ограничивается в геологическом отношении областью распространения послеюрских щелочных интрузий, прорывающих известняки кембрия, в контакте которых с некоторыми группами магматических пород возникает асбестовая минерализация. Интрузии резко выражены в рельефе, образуя характерные вершины (гольцы), возвышающиеся среди более ровных участков, сложенных осадочными породами.

Характер асбестовой минерализации может быть показан на примере лучше изученного в этом отношении района гольца Мрачного, так как асбестопроявления в районе гольцов Тектонического, Люкс, Жильного и других по своему характеру очень близки с районом гольца Мрачного.

Голец Мрачный сложен авгитовыми кварцсодержащими сиенитами, которые протягиваются в виде полосы северо-западного простирания и окаймляются карбонатными породами, скарнированными и мраморизованными в контакте с сиенитами. Среди авгитовых сиенитов также обнаружены зоны скарнированных карбонатных пород, протягивающиеся в виде узких выклинивающихся полос северо-западного простирания. Их мощность достигает 50, а длина 350 *м*. В центральной части сиенитовой полосы выделяется два небольших участка неправильной формы, сложенные ортофирами. В сиенитах отмечено несколько жил микросиенитов северо-западного простирания.

В сиенитах присутствуют также гидротермальные жилы амфиболового, кварцево-амфиболового и кварцево-амфиболово-полевошпатового состава, содержащие волокнистые разности амфибол-асбеста. Эти жилы приурочены к зонам дробления в сиенитах и имеют азимут простирания 190°, совпадая по направлению с одной из систем трещин отдельности. Мощность жил колеблется от 1—2 до 20—30 *см*. В сиенитах встречаются также жилы кварцево-флюоритового состава, имеющие азимут простирания 260°. Мощность их 0,5—1 *м*.

Амфибол-асбестовая минерализация на гольце Мрачном встречается в сиенитах вблизи контактов с карбонатными породами и в скарнированных карбонатных породах. Встречаемый на участке амфиболовый асбест разнообразен по формам выделения и механической прочности волокон, причем все формы минерализации пространственно и генетически связаны.

Амфибол-асбестовая минерализация в авгитовых сиенитах

Амфибол-асбестовая минерализация в авгитовых сиенитах по характеру выделения амфиболового асбеста может быть подразделена на два типа, а именно: жильные выполнения и вкрапленный тип.

Ж и л ь н ы е в ы п о л н е н и я а м ф и б о л о в о г о а с б е с т а приурочены к амфиболовым жилам, сложенным неволокнистым темно-зеленым актинолитом радиально-лучистого и пучковатого строения. В центральных частях таких жил часто наблюдается волокнистый амфиболовый асбест поперечно- и косоволокнистого строения, выполняющий

роль просечки жилы. Мощность такой «просечки», сложенной волокнистым амфиболом, изменчива и колеблется от 1—3 *см* до полного ее выклинивания. Длина волокна колеблется от 1 до 2 *см*. Волокно обладает пониженной прочностью.

Амфибол-асбест из жилы определен Ю. К. Андреевым как натровый тремолит с содержанием Na_2O 4—5%. Удлинение волокна положительное, угол $c:Ng = 17°$; $Ng = 1{,}625 \pm 0{,}003$. По оптическим свойствам минерал близок к рихтериту, описанному Ларсеном (Larsen, 1942). Для рихтерита или натрового тремолита $c:Ng = 24°$, $Ng = 1{,}623$.

Среди волокон натрового тремолита встречаются участки, сложенные типичным щелочным волокнистым амфиболом рибекитового типа (отрицательное удлинение, угол $c:Np = 5°$, синий цвет в проходящем свете, дисперсия углов угасания). Участки эти немногочисленны. В виде жильных выполнений амфибол встречается в сиенитах, где он образует систему тонких (0,5—2 *мм*) ветвящихся прожилков, иногда образующих сетку. Амфибол таких прожилков представлен неволокнистыми разностями, образующими таблички и землистые налеты, а также выделяется в форме ломких, полуломких и эластичных волокон.

Вкрапленный тип амфибол-асбестовой минерализации встречается в сиенитах в зальбандовых частях актинолитовых и кварцево-актинолитовых жил. В зонах асбестизации в сиенитах наблюдается значительное количество табличек флогопита, образующих скопления жилообразной формы. Вкрапленность асбеста представляет собой таблички различного размера, сложенные тонкими волокнами амфибол-асбеста. Величина табличек по длине колеблется от 0,5—1 до 1—2 *см* и их размер соответствует длине волокна. Волокно эластичное и прочное и в нераспущенном состоянии характеризуется голубовато-зеленым цветом и перламутровым блеском. По оптическим свойствам волокно амфибол-асбеста из сиенитов не отличается от волокна из амфиболовой жилы.

Содержание асбеста в сиенитах увеличивается в контактах с актинолитовыми и другими жилами и уменьшается с удалением от них, постепенно совершенно исчезая.

Амфибол-асбестовая минерализация в скарнированных карбонатных породах

Амфибол-асбест в данном случае, так же как и в сиенитах, образует жильные выполнения и вкрапленность и наблюдается в контакте с кварцево-флюоритовой жилой, пересекающей зону скарнированных карбонатных пород. Имея мощность около 1 *м*, обладая раздувами и пережимами в центральной части, жила состоит из кварца и флюорита и содержит небольшие занорыши со щетками из кристаллов кварца. В краевых частях жилы появляется полевошпатовая оторочка. В непосредственном контакте с жилой наблюдается 30—40-сантиметровая зона, в основном состоящая из блеклых руд и зеленого актинолита.

В этой же зоне наблюдается вкрапленность табличек волокнистого амфиболового асбеста. Затем следует зона тремолитово-актинолитовых пород спутанно-игольчатого строения, что определяет их большую вязкость. В этих породах наблюдается вкрапление крупнотаблитчатых образований, сложенных карбонатом, кварцем и волокнистым амфиболом, находящихся в параллельном срастании. Часто таблитчатые вкрапления сложены только волокнистым амфиболом или амфиболом и карбонатом.

По оптическим свойствам амфибол-асбест аналогичен амфибол-асбесту из актинолитовой жилы. С удалением от контакта с кварцево-флюорито-

вой жилой среди тремолитово-актинолитовых пород появляются реликтовые участки неизмененных карбонатных пород. Карбонатные породы обладают толстоплитчатым сложением и разбиты трещинами отдельности поперек слоистости.

Вдоль плоскостей напластования и по трещинам отдельности наблюдаются маломощные (5—10 *см*) жилы сиенитов, в зальбандах которых в виде тонкой оторочки (0,5—1 *см*) образуется зона лучистого тремолита. Вдоль плоскостей напластования, а также по трещинам отдельности в карбонатных породах образуются жилы амфиболового асбеста в большинстве случаев продольно-волокнистого строения. Часто жилы состоят из серии таблитчатых индивидов, беспорядочно ориентированных по отношению друг к другу. Прожилки асбеста, рассекая карбонатные породы, секут также и жилы сиенита, залегающие в них. Вблизи кварцево-флюоритовой жилы в тремолитово-актинолитовых породах встречаются прожилки поперечно-волокнистого амфибол-асбеста. Мощность прожилков колеблется от 0,5 до 2 *см*.

Таким образом, вмещающими породами для асбестизации, с одной стороны, являются авгитовые сиениты, а с другой — зоны скарнированных карбонатных пород. Асбестизация является гидротермальным образованием, накладывается на авгитовые сиениты и их скарны и связана, по-видимому, с наиболее молодой группой магматических пород, представленных эгириновыми гранитами и граносиенитами, так как именно с их внедрением связывается образование кварцевых, кварцево-флюоритовых и иных жил.

В Алданской асбестоносной провинции впервые был обнаружен рихтерит-асбест, пополнивший список известных минералогических разновидностей амфиболовых асбестов. С точки зрения закономерностей размещения асбестизации, а также ее масштабов и возможности промышленного использования амфибол-асбеста район изучен еще недостаточно. Широкое развитие послеюрских интрузий среди карбонатных пород в районе позволяет ставить вопрос о продолжении здесь изучения асбестоносности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ асбестоносности СССР позволил подвести итог нашим знаниям как в отношении известных типов месторождений асбестов, так и в отношении характера их распределения на территории Союза и приуроченности к определенным петрографическим комплексам горных пород. Список известных ранее минералогических типов амфиболовых асбестов пополнился целым рядом новых разновидностей. Обобщение материалов по типам месторождений асбеста выявило большое их разнообразие, в меньшей степени это касается месторождений хризотилового асбеста и в значительно большей — группы амфиболовых асбестов. Одним из наиболее важных выводов работы является установление четкой зависимости между минералогическим составом асбестов и петрографическими типами вмещающих месторождения горных пород.

Выделяемые в статье асбестоносные провинции по характеру асбестоносности могут быть подразделены на провинции, для которых характерны все или большинство известных типов месторождений хризотилового и амфиболового асбестов, и провинции, в пределах которых преимущественно развит какой-либо один тип асбестизации.

Все эти общие выводы являются теми основными критериями, с помощью которых может быть произведена общая оценка перспектив асбестоносности того или иного региона, а также направленность работ в отношении выявления определенных типов асбестового сырья.

Касаясь типов месторождений следует сказать, что в группе хризотилового асбеста может быть установлена с достаточной четкостью приуроченность месторождений баженовского типа к существенно перидотитовым крупным интрузиям с незавершенным автометаморфическим процессом серпентинизации и месторождений карачаевского и лабинского подтипов к существенно пироксеновым ультраосновным телам.

В группе хризотиловых асбестов намечается возможность выделения самостоятельного печенгско-никельского подтипа месторождений, предположительно автометаморфического происхождения. В Печенго-Никельском месторождении асбест характеризуется повышенной железистостью, что, по-видимому, связано с повышенной железистостью вмещающих горных пород.

Среди месторождений маложелезистого хризотилового асбеста, связанного с доломитовыми карбонатными породами, можно выделить месторождения, генетически связанные с жилами основного состава, и месторождения, связанные с контактным воздействием гранитов. Масштабы, относительная перспективность и практическая значимость этих месторождений требует дальнейшего выяснения и уточнения.

В группе амфиболовых асбестов дополнительно к известным ранее минералогическим разновидностям, таким как амозит-, антофиллит-, крокидолит-, актинолит-, тремолит-асбесты, были установлены у нас в Союзе мегнезиоарфведсонит-асбест, родусит-асбест, рихтерит-асбест и магний-крокидолит-асбест.

Кроме того, были выявлены неизвестные ранее промышленно-генетические типы месторождений актинолит- и тремолит-асбеста, связанные с основными эффузивами, месторождения рихтерит-асбеста, связанные со скарновыми зонами многофазных щелочных интрузий и т. д.

По характеру асбестизации среди асбестоносных провинций совершенно четко выделяются Уральская, Алтае-Саянская и Казахстанская провинции как регионы, для которых характерно развитие почти всех известных типов асбестизации. Для Среднеазиатской провинции преимущественно характерен аспагашский подтип месторождения хризотил-асбеста, для Криворожско-Курской характерны проявления магний-крокидолит-асбеста криворожского подтипа, а для Алданской — контактово-реакционные месторождения рихтерит-асбеста.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР,
Министерство геологии и охраны недр СССР

К. К. Золоев

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ АСБЕСТОНОСНЫХ ПОЛЕЙ УРАЛА

Среди многочисленных генетических типов месторождений асбеста Урала лишь три представлены в настоящее время промышленными объектами: месторождения хризотил-асбеста и щелочного амфибол-асбеста, генетически и пространственно приуроченные к метаморфизованным гипербазитам перидотитовой формации, и месторождения антофиллит-асбеста, связанные со вторичными оливиново-энстатитово-антофиллитовыми породами, образовавшимися за счет серпентинитов, претерпевших глубокий региональный метаморфизм.

В образовании месторождений асбеста решающую роль играют сложные процессы метаморфизма вмещающих горных пород. На разных этапах геологической истории Урала эти породы подвергались воздействию регионального, термального (контактового) и гидротермального метаморфизма. Каждому виду метаморфизма и различным ступеням его проявления свойственны определенные парагенетические ассоциации минералов и горных пород, а также определенный характер асбестопроявлений. Асбестоносные поля приурочены к крупным геоструктурным единицам первого порядка Уральской геосинклинали и четко обособляются на фоне последних по преобладающему типу минерализации. Геологические условия размещения асбестоносных полей Урала рассматриваются ниже в свете современных представлений об основных факторах, контролирующих формирование различных типов месторождений асбеста.

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АСБЕСТА

Все известные на Урале месторождения асбеста четко подразделяются на две большие группы (табл. 1). К первой относятся среднетемпературные месторождения хризотил-асбеста, характеризующиеся сравнительно низкотемпературными минералами фации зеленых сланцев: серпентином, бруситом, кальцитом, магнетитом. Вторая группа объединяет месторождения амфибол-асбестов (моноклинных и ромбических), сопровождающихся более высокотемпературными парагенетическими минеральными ассоциациями: амфиболы, биотит, хлорит, магнезит, брейнерит. С другой стороны, месторождения хризотил-асбеста и моноклинных амфибол-асбестов, залегающие в слабо метаморфизованных горных породах, могут быть отнесены к месторождениям умеренных глубин, тогда как месторождения ромбических амфибол-асбестов (антофиллитовые), пространственно связанные с породами высоких ступеней метаморфизма, представляют образования более значительных глубин.

Геологическая позиция месторождений

Генетические типы				Положение в тектонических зонах Уральской геосинклинали			Процессы метаморфизма		
По характеру процесса образования		По минеральному составу	Тип	Крупные структурные единицы первого порядка	Структуры второго и третьего порядков	Рудоконтролирующие структуры	Вид метаморфизма	Ступень метаморфизма: фация	Ступень метаморфизма: субфация
Гидротермальные	Собственно-гидротермальные	Хризотил-асбест апокарбонатный	Вангырский	Региональные прогибы	Антиклинории	Мелкие тектонические трещины	Контактный	Зеленых сланцев (низкая)	
Гидротермальные	Собственно-гидротермальные	Хризотил-асбест апогипербазитовый	Баженовский	Региональные прогибы	Мегасинклинории и синклинории	Крупные зоны разломов, тектонические трещины	Контактный (аллометаморфизм)	Зеленых сланцев (низкая)	Хризотиловая
Гидротермальные	Собственно-гидротермальные	Хризотил-асбест апогипербазитовый	Таловский	Региональные прогибы и поднятия	Мегасинклинории и синклинории	Зоны разломов, тектонические трещины	Контактный (аллометаморфизм)	Зеленых сланцев (низкая)	Хризотиловая
Гидротермальные	Биметасоматические	Моноклинный щелочной амфибол-асбест	Анатольско-шиловский	Региональные прогибы	Мегасинклинории и синклинории	Зоны разломов, тектонические трещины, трещины оперения	Околотрещинный биметасоматоз	Амфиболитовая (средняя)	Тремолитово-актинолитовая
Гидротермальные	Биметасоматические	Моноклинный кальциевый амфибол-асбест	Абдул-касимовский	Региональные прогибы и поднятия	Синклинории и антиклинории	Тектонические трещины, трещины оперения	Околотрещинный биметасоматоз	Амфиболитовая (средняя)	Тремолитово-актинолитовая
Гидротермальные	Альпийского типа	Моноклинный кальциевый амфибол-асбест	Белореченско-горбуновский	Региональные прогибы и поднятия	Синклинории и антиклинории	Тектонические трещины	Биметасоматоз	Амфиболитовая (средняя)	Тремолитово-актинолитовая

Таблица 1

асбеста различных генетических типов Урала

Вмещающие породы	Парагенетические ассоциации минералов	Характер выделений асбеста	Месторождения
Серпентинизированные доломитизированные известняки, иногда мраморизованные, среди кварцево-серицитовых, кварцево-серицитово-хлоритовых, кварцево-хлоритовых и филлитовых сланцев вблизи контактов с дайками диабазов, габбро-диабазов и небольшими массивами гранитов и диоритов	Кальцит доломит, тремолит-асбест, хризотил-асбест, редко кварц	Жильные выполнения с преобладающим продольно-волокнистым строением	Вангырское, Скалистое, Мраморное, Сураизское
Хризотиловые и антигоритовые серпентиниты, возникшие при кратковременном метаморфизме, с участками слабосерпентинизированных материнских пород среди кварцево-серицитовых, хлоритовых, кремнистых, филлитовых сланцев, кварцитов и осадочно-эффузивных пород	Хризотил, антигорит, брусит, серпофит, магнезит, хризотил-асбест	Жильные выполнения с преобладающим поперечно-волокнистым строением	Баженовское, Джетыгаринское, Киембаевское, Алапаевское, Режевское и др.
Хризотиловые и антигоритовые серпентиниты, возникшие при длительном и постепенном (возможно, повторном) метаморфизме с редкими участками почти нацело серпентинизированных материнских пород среди слабо метаморфизованных первично-осадочных и вулканогенных пород	Хризотил, антигорит, брусит, серпофит, магнезит, магнетит, хризотил-асбест	Жильные выполнения с поперечно- и продольно-волокнистым строением	Таловское, Псянчинское, Абзаковское, Аятское, Первомайское и др.
Антигоритовые, реже хризотиловые серпентиниты в зоне контактов с тальково-карбонатными метасоматитами на участках с широко развитым комплексом жильных комагматических горных пород основного состава	Антигорит, брейнерит, кальцит (редко доломит), актинолит, щелочная роговая обманка, хлорит, вермикулит, щелочной амфибол-асбест	Жильные выполнения с продольно-, реже поперечно-волокнистым строением	Месторождения Среднего Урала
Отальквованные и карбонатизированные серпентиниты в зоне контактов с тальковыми и тальково-карбонатными породами на участках развития жильных пород кислого, реже основного состава	Антигорит, тальк, магнезит, брейнерит (кальцит, доломит), актинолит; актинолит-асбест, редко хлорит и вермикулит	Жильные выполнения с преобладающим продольно-волокнистым строением	Абдул-Касимовское, Коркодинское, Черемшанское, Верхне-Тагильское, Курганское и др.
Пироксеновые порфириты, реже колчеданные залежи среди осадочно-эффузивных комплексов	Кварц, эпидот, альбит, аксинит, хлорит, тремолит, тремолит-асбест, актинолит-асбест	Жильные выполнения с продольным и различно ориентированным расположением волокна в жилах	Горбуновское, Черноисточинское, Белореченское, Калатинское, имени III Интернационала, район гор Сабля, Хусь-Ойка, верховья р. Малый Паток и др.

Генетические типы				Положение в тектонических зонах Уральской геосинклинали			Процессы метаморфизма		
По характеру процесса образования		По минеральному составу	Тип	Крупные структурные единицы первого порядка	Структуры второго и третьего порядка	Рудоконтролирующие структуры	Вид метаморфизма	Ступень метаморфизма	
								фация	субфация
Метаморфогенно-метасоматическое	Контактово-реакционные	Ромбический амфибол-асбест в ассоциации с моноклинным амфибол-асбестом	Мурзинский	Региональные поднятия	Мегантиклинории и антиклинории	Трещинная тектоника, синклинали IV и более высоких порядков на фоне антиклинальных поднятий	Биметасоматоз в условиях регионального метаморфизма	Амфиболитовая средняя	Амфиболовая
	Метаморфогенные	Ромбический амфибол-асбест (антофиллит-асбест)	Сысертский	Региональные поднятия	Мегантиклинории и антиклинории	Синклинали IV и более высоких порядков на фоне антиклинальных поднятий	Метасоматоз в условиях регионального метаморфизма	Гранулитовая	Антофиллитовая

Месторождения хризотил-асбеста

В этой группе выделяются месторождения хризотил-асбеста, генетически связанные с апокарбонатными (вангырский тип) и апогипербазитовыми (баженовский и таловский типы) серпентинитами.

Месторождения вангырского типа имеют довольно широкое распространение на Приполярном Урале, в пределах Ляпинского антиклинория. Месторождения этого типа представляют собой жильные выполнения продольно-волокнистого хризотил-асбеста в небольших линзах и пластах доломитовых известняков. Последние, иногда серпентинизированные и мраморизированные, залегают среди кварцево-серицитовых, кварцево-серицитово-хлоритовых, кварцево-хлоритовых и филлитовых сланцев. Асбестоносные участки в доломитизированных известняках пространственно тяготеют к полям развития жильных диабазов, габбро-диабазов и небольших массивов гранитов и диоритов. Парагенетические минеральные ассоциации: кальцит, доломит, тремолит-асбест, хризотил-асбест, редко кварц. Основные рудоконтролирующие структуры — мелкие тектонические трещины и зоны дробления в пластах доломитов. Для месторождений вангырского типа характерна невыдержанность асбестоносности по простиранию, незначительная насыщенность асбестовыми жилами и сравнительно низкая прочность волокна асбеста. Вместе с тем низкая железистость апокарбонатного хризотил-асбеста может быть основанием для промышленного использования этого сырья в будущем.

Таблица 1 (окончание)

Вмещающие породы	Парагенетические ассоциации минералов	Характер выделений асбеста	Месторождения
Метаморфизованные гипербазиты (оливиново-энстатитово-антофиллитовые породы, серпентиниты, тальково-карбонатные, антофиллитово-тальково-карбонатные и актинолитово-тальково-карбонатные породы) на контакте с силикатными породами более кислого состава (гранитоидами, пегматитами, гнейсами)	Тальк, брейнерит, хлорит, вермикулит, актинолит, антофиллит, актинолит-асбест, антофиллит-асбест	Жильные выполнения с продольным и различно ориентированным расположением волокна	Мурзинское, Алабашинское, Буженинов Бор, Зарефтинское, Кочневская группа месторождений, отдельные участки в районе Сысертского и Савелькульского месторождений
Оливиново-энстатитовые, энстатитовые, энстатитово-антофиллитовые и антофиллитово-тальково-карбонатные породы среди сильно метаморфизованных первично-осадочных пород высоких ступеней регионального метаморфизма (кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов)	Тальк, брейнерит, магнезит, антофиллит, энстатит, оливин, антофиллит-асбест	Интенсивная вкрапленность (пучковатые и звездчатые «руды»)	Сысертское, Мочаловское, Калмацкое, Савелькульское и другие, отдельные участки в районе гр. Конневских месторождений

М е с т о р о ж д е н и я   б а ж е н о в с к о г о   т и п а распространены преимущественно на восточном склоне Среднего и Южного Урала и генетически, а также пространственно связаны с ультраосновными породами. Крупнейшие месторождения этого типа, такие как Баженовское, Джетыгаринское, Киембаевское, располагаются внутри массивов гипербазитов вблизи контакта с более молодыми по возрасту гранитоидами. Менее крупные месторождения — Режевское, Красноуральское, Луковское и другие, также приуроченные к ультраосновным породам, пространственно не связаны с гранитоидами.

Асбестоносные массивы ультраосновных пород в большинстве своем представлены гарцбургитами, лерцолитами, реже дунитами, в той или иной степени серпентинизированными. Преобладают преимущественно хризотиловые серпентиниты. Антигоритовые разности локально развиваются вблизи постмагматических зон разломов или контактов ультраосновных пород с гранитоидами. Залежи хризотил-асбеста располагаются в хризотиловых серпентинитах вдоль этих зон разломов, фиксируемых на поверхности дайками кислых горных пород, тальково-карбонатными породами или отальковаными и рассланцованными серпентинитами. В обе стороны от зон разломов неасбестоносные рассланцованные или плотные серпентиниты последовательно сменяются серпентинитами с асбестом типа мелкопрожила, мелкой сетки, крупной сетки, отороченных жил и, наконец, неасбестоносными перидотитами. При пересечении зон разломов различного направления и падения образуется своеобразная гигантская сеть, в центре петель которой часто сохраняются материнские горные породы.

В этом случае залежи хризотил-асбеста имеют концентрически-зональное строение, облекая безрудные перидотитовые «ядра». Таким образом, асбестовые залежи пространственно контролируются, с одной стороны, зонами разломов, а с другой — перидотитовыми «ядрами». Указанная незавершенность метаморфизации ультраосновных пород, подмеченная в свое время еще П. М. Татариновым (1928), является характерной особенностью месторождений хризотил-асбеста баженовского типа. Б. Я. Меренковым (1958_{1-3}) она объясняется кратковременностью активного действия постмагматических гидротермальных растворов на ультраосновные породы, контактирующие с гранитоидами, в результате чего создавались особо благоприятные условия для возникновения дополнительных трещин, в которых формировались жилы хризотил-асбеста.

Асбестоносные массивы гипербазитов, как правило, залегают среди слабо метаморфизованных первично-осадочных и вулканогенных горных пород. Для месторождений хризотил-асбеста баженовского типа характерны низкотемпературные парагенезисы минералов: серпентин, брусит, магнетит. Залежи хризотил-асбеста хорошо выдержаны по простиранию и на глубину и имеют значительную концентрацию асбестовых жил, преимущественно поперечно-волокнистого строения. Месторождения баженовского типа имеют наибольшее промышленное значение.

М е с т о р о ж д е н и я т а л о в с к о г о т и п а широко распространены в массивах ультрабазитов горного Урала. Этот тип месторождений выделяется условно и в отличие от баженовского характеризуется почти полной завершенностью процесса серпентинизации материнских пород, происходившего при региональном метаморфизме. В условиях длительного и постепенного процесса серпентинизации не создавалось благоприятной обстановки для возникновения большого количества дополнительных трещин, необходимых для формирования значительного количества жил хризотил-асбеста. Асбестоносные залежи в месторождениях таловского типа обычно не выдержаны по простиранию и падению и имеют малое промышленное значение.

Месторождения амфибол-асбеста

Месторождения амфибол-асбеста подразделяются на две подгруппы: моноклинных и ромбических амфибол-асбестов. К первой относятся месторождения щелочного амфибол-асбеста анатольско-шиловского типа и актинолит-тремолит-асбеста абдул-касимовского и горбуновско-белореченского типов, ко второй — месторождения антофиллит-асбеста мурзинского и сысертского типов.

М е с т о р о ж д е н и я щ е л о ч н о г о а м ф и б о л - а с б е с т а а н а т о л ь с к о - ш и л о в с к о г о т и п а, известные в пределах Среднего Урала, приурочены к апогарцбургитовым серпентинитам с реликтами материнских пород и пространственно тяготеют к тектоническим нарушениям, проявляющимся на тех участках массива, где наиболее широко развиты жильные комагматические горные породы. Тектонические нарушения фиксируются зонами сильно раздробленных, перемятых и рассланцованных серпентинитов, местами оталькованных и карбонатизированных и превращенных под действием гидротермальных растворов в тальково-карбонатные породы. Жильные комагматические горные породы в зонах тектонических нарушений значительно изменены вплоть до биотитово-вермикулитовых и хлоритовых образований, полностью потерявших свой первоначальный жильный облик. Асбестовые залежи представляют участки карбонатизированных и оталькованных серпентинитов с различно ориентированной системой жил и прожилков щелочного амфибол-асбеста.

Они локализуются вдоль контакта серпентинитов с тальково-карбонатными породами и генетически, а также пространственно связываются с породами комагматической жильной фации. Парагенезис минералов: антигорит, брейнерит, кальцит, актинолит, щелочная роговая обманка, хлорит, вермикулит.

Месторождения анатольско-шиловского типа рассматриваются как биметасоматические образования, возникшие при воздействии постмагматических гидротермальных растворов на перидотиты и жильные породы основного состава (Андреев, 1959). Месторождения данного типа имеют важное промышленное значение.

Месторождения тремолит- и актинолит-асбеста абдул-касимовского типа пользуются широким распространением в массивах ультраосновных пород и по генезису аналогичны месторождениям щелочного амфибол-асбеста. В отличие от последних в процессах образования биметасоматического ряда существенную роль играли щелочные гидротермальные растворы с повышенным содержанием кальция. Асбестопроявления абдул-касимовского типа также локализуются в атальккованных и карбонатизированных серпентинитах на контакте с тальковыми и тальково-карбонатными породами, но в полях с развитием жильных пород кислого, реже основного состава. Месторождения данного типа не имеют практического значения.

Месторождения актинолит-асбеста горбуновско-белореченского типа, распространенные среди зеленокаменной полосы Урала, представляют собой гидротермальные образования типа «альпийских жил». Жилы и прожилки актинолит-асбеста в ассоциации с кварцем, эпидотом, альбитом, реже аксинитом и хлоритом, выполняют трещины в пироксеновых порфиритах, реже колчеданных залежах, среди осадочно-эффузивных комплексов. Месторождения горбуновско-белореченского типа при значительной концентрации волокна асбеста (десятки тысяч тонн) могут представлять практический интерес.

Месторождения антофиллит-асбеста мурзинского типа, распространенные на восточном склоне Среднего и Южного Урала, представлены обычными реакционными образованиями в метаморфизованных гипербазитах, на контакте их с силикатными породами более кислого состава. Парагенезис минералов: тальк, брейнерит, хлорит, вермикулит, тремолит, антофиллит. Помимо асбестовой вкрапленности, во вмещающих гипербазитах часто встречаются иногда довольно мощные жилы тремолит- и антофиллит-асбеста. Асбестопроявления мурзинского типа не имеют в настоящее время промышленного значения.

Месторождения антофиллит-асбеста сысертского типа генетически и морфологически связаны с оливиново-энстатитовыми, энстатитовыми, энстатитово-антофиллитовыми и тальково-карбонатно-антофиллитовыми породами. Эти породы в виде небольших по размерам тел, иногда линзообразной формы, залегают в ядрах и крыльях синклиналей среди древних метаморфических кристаллических сланцев и гнейсов и протягиваются согласно общему простиранию последних с перерывами на десятки и сотни километров. В полосе развития оливиново-энстатитово-антофиллитовых пород часто встречаются неизмененные материнские породы — серпентиниты и серпентинизированные перидотиты, которые иногда в виде реликтов наблюдаются и в самих антофиллитовых породах.

По текстурным особенностям различаются мелко-, средне- и крупнокристаллические оливиново-энстатитово-антофиллитовые породы, нередко слагающие одно и то же тело. Антофиллит-асбест в этих телах развивается псевдоморфно по энстатиту и антофиллиту, в связи с чем наиболь-

ший практический интерес представляют асбестизированные участки крупнокристаллических пород, дающие значительный выход длинноволокнистого асбеста. Залежи антофиллит-асбеста с промышленным содержанием волокна, выделенные по данным опробования, имеют неправильную штоко- и линзообразную форму и небольшие размеры (десятки метров). Морфология их усложнена дайками гранитов и пегматитов, в контакте которых с оливиново-энстатитово-антофиллитовыми породами наблюдаются вторичные процессы оталькования, карбонатизации, окварцевания, актинолитизации, хлоритизации и вермикулитизации. Месторождения антофиллит-асбеста сысертского типа имеют важное промышленное значение.

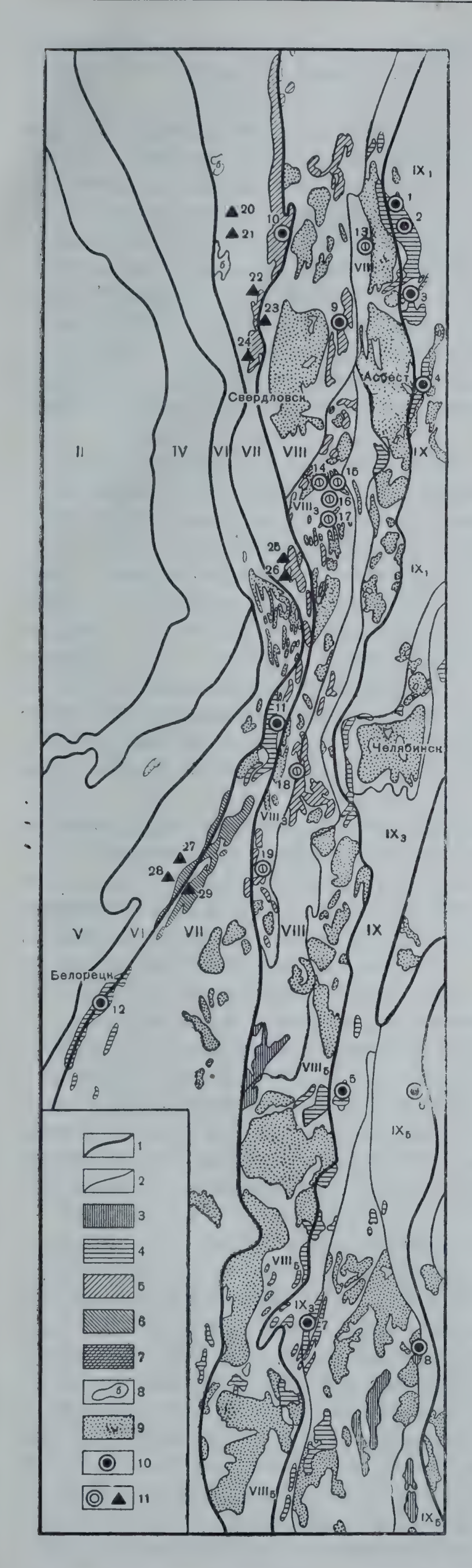
ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И ФАЦИАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

В геологической истории Урала, по Н. Д. Соболеву, выделяются три крупных цикла геосинклинального развития и соответствующие им три тектоно-магматических цикла: нижнепротерозойский, верхнепротерозойско-кембрийский и ордовикско-средне-верхнепалеозойский. В каждом цикле в свою очередь выделяются этапы геологического и тектоно-магматического развития.

Подразделяя магматические породы на четыре большие естественные группы, члены которых связаны друг с другом общностью происхождения и условиями образования, перидотитовую, габбровую, базальтовую и гранитную, Н. Д. Соболев выделяет магматическую формацию, подразумевая под этим термином генетическую группу магматических пород, приуроченных к определенному этапу тектоно-магматического развития. В частности, им выделяются четыре интрузивные перидотитовые формации: нижнекембрийская, ордовикско-нижнедевонская, среднедевонско-нижнетурнейская и нижнекаменноугольная; шесть эффузивных базальтовых и шесть комагматичных им интрузивных габбровых формаций: нижнепротерозойская, верхнепротерозойская, нижнекембрийская, ордовикско-нижнедевонская, среднедевонско-нижнетурнейская и нижнекаменноугольная; три гранитные формации: нижнепротерозойская, средне-верхнекембрийская (салаирская) и верхнепалеозойская (варисская). В каждой из перечисленных формаций устанавливаются субформации, объединяющие горные породы по составу и времени образования.

С точки зрения промышленной асбестоносности наибольший интерес представляют субформации перидотитовых формаций: гарцбургиты, лерцолиты, дуниты и образовавшиеся по ним серпентиниты всех четырех указанных выше этапов развития геосинклинали. Менее перспективны верхнепротерозойская пироксенитовая и ордовикско-нижнедевонская пироксенитовая и дунитовая субформации, с интрузиями которых на Урале обычно связываются мелкие асбестопроявления, имеющие только минералогический интерес.

Согласно последним данным Н. Д. Соболева, гипербазиты и габброиды перидотитовой и габбровой формаций образуют пояса значительной протяженности внутри крупных тектонических структур Уральской геосинклинали. Пояса эти фиксируют глубинные, долгоживущие зоны разломов, по которым внедрялись интрузии перидотитовых и габбровых формаций. Первый пояс, известный в литературе под названием платиноносного, приурочен к западному крылу Тагильско-Магнитогорского прогиба (фиг. 1) и протягивается от хребта Пай-Хой на севере до Ревдинской интрузии на юге. В составе пояса наибольшим развитием пользуются габброиды. Гипербазиты представлены небольшими по сравнению с габб-



Фиг. 1. Схема размещения основных месторождений асбеста на Урале

1 — границы тектонических структур первого порядка; *2* — то же второго порядка; *3*— *7*— ультраосновные интрузии перидотитовой формации (гарцбургиты, дуниты, серпентиниты): *3*—среднепалеозойские, *4* — нижнекаменноугольные, *5* — среднедевонско-нижнекаменноугольные, *6*— ордовикско-нижнедевонские, *7* — нижнекембрийские; *8* — дуниты и пироксениты габбровой формации; *9* — верхнепалеозойские гранитные интрузии; *10* — месторождения хризотил-асбеста; *11* — месторождения антофиллит-асбеста.

Тектонические структуры: *VII* — Тагильско-Магнитогорский палеозойский прогиб, *VIII* — Восточно-Уральское палеозойское поднятие, $VIII_3$—Сысертско-Ильменогорский мегаантиклинорий, $VIII_5$— Мурзинско-Суундукский мегаантиклинорий, *IX* — Восточно-Уральский прогиб (IX_1— Алапаевско-Теченский мегасинклинорий, IX_3— Копейско-Домбаровский мегасинклинорий, IX_5 — Варненско-Новогеоргиевский мегасинклинорий). Месторождения хризотил-асбеста: *1* — Лесное, *2*— Алапаевское, *3* — Режевское, *4* — Баженовское, *5* — Успенское, *6* — Казановское, *7*— Брединское, *8* — Джетыгаринское, *9* — Паньшинское, Первомайское и др., *10* — Красноуральское и Луковское, *11*— Таловское, *12* — Абзаковское. Месторождения амфибол-асбеста: *а*) антофиллит-асбеста: *13* — Мурзинская группа, *14* — Сысертское, *15*—Терсутское, *16* — Мочаловское, *17* — Калмацкое, *18*— Савелькульское, *19*—Кочневское; *б*) актинолит- и тремолит-асбеста: *20* — Горбуновское, *21*— Черноисточинское, *22* — Верхне-Тагильское, *23* — Белореченское, *24* — Пальниковское, *25* — Черемшанское, *26* — Коркодинское, *27* — Кирябинское, *28* — Абдул-Касимовское, *29* — Рысаевское

ро телами перидотитов и дунитов. По возрасту породы перидотитовой и габбровой формации этого пояса охватывают период от ордовика до нижнего девона.

Гипербазиты второго пояса габбровой и перидотитовой формаций тяготеют к восточному крылу Тагильско-Магнитогорского прогиба. Начинаясь на севере от Краснотурьинска небольшими выходами серпентинитов из-под мезозойских отложений, пояс включает крупные массивы гипербазитов перидотитовой формации — Восточно-Тагильский, Верхнетагильский, Уфалейский, Кыштымский, Тургоякский, Миасско-Учалинский и Абзаковский. Возраст большинства ультраосновных интрузий средне-верхнедевонский, редко более древний. Габбровые породы Тагильского мегасинклинория являются более поздними интрузиями и иногда обнаруживают пространственную связь с перидотитами (например, Восточно-Тагильский массив гипербазитов опоясывается породами габбро и его дериватами).

Третий пояс, имеющий ряд ответвлений, развит в пределах Восточно-Уральского поднятия, начинаясь с севера, фиксируется небольшими массивами гипербазитов: Салдинским, Паньшинским, Монетным, Уктусским, Ключевским, мелкими массивами, прослеживающимися вдоль восточной окраины сысертско-каслинско-ильменогорского кристаллического комплекса и массивами Камбулатовского антиклинория и Сухтелинского синклинория. Возраст этих интрузий датируется в основном как средне-девонско-нижнекаменноугольный. В третьем поясе особое место занимает полоса мелких тел гипербазитов этого же возраста, с которой связываются оливиново-энстатитово-антофиллитовые породы, залегающие среди древних кристаллических сланцев Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория. Эта полоса с небольшими перерывами прослеживается от Сысерти на севере до Кочнево на юге.

Четвертый пояс габбровой и перидотитовой формации приурочен к Восточно-Уральскому прогибу. С севера на юг здесь прослеживаются: крупный Алапаевский массив гипербазитов и габбро, Останинский, Режевский и Баженовский массивы ультраосновных пород, небольшие массивы гипербазитов вблизи Челябинска и в пределах Коркино-Бреды и, наконец, группа относительно мелких интрузий с выделяющимися среди них Джетыгаринским и Киембаевским массивами гипербазитов. По возрасту они в большинстве своем относятся к нижнему карбону.

Интрузии перидотитовой и габбровой формации пользуются довольно широким развитием и за пределами указанных поясов. К ним относятся мелкие тела габброидов, перидотитов, дунитов, пироксенитов и серпентинитов нижнекембрийского возраста, известные во многих местах Урала в Центрально-Уральском и Башкирском поднятиях, а также среднепалеозойские интрузии перидотитовой формации в тектонических зонах Зауралья.

Крупнейшие месторождения хризотил-асбеста, такие как — Баженовское, Джетыгаринское, Киембаевское и более мелкие — Алапаевское и Режевское, приурочены к одноименным массивам ультраосновных пород, залегающих в ядрах и крыльях крупных синклинальных структур единого глубокого Восточно-Уральского палеозойского прогиба (четвертый пояс габбровой и перидотитовой формации). В гипербазитах остальных трех поясов, как правило, формируются мелкие, непромышленные месторождения хризотил-асбеста, к числу которых относятся Таловское, Абзаковское, Паньшинское, Аятское, Первомайское, Халиловское, Ишкинское, Аккермановское месторождения и ряд асбестопроявлений платиноносного пояса. Исключение представляют более крупные месторождения хризотил-асбеста — Красноуральское и Луковское, приуроченные к Во-

сточно-Тагильскому массиву гипербазитов второго пояса. Характерной особенностью асбестоносных массивов первых трех поясов является почти полная завершенность процесса серпентинизации и развитие процессов оталькования и карбонатизации по периферии массивов. С гипербазитами третьего пояса также связываются все известные на Урале промышленные месторождения талька.

Месторождения щелочного амфибол-асбеста располагаются в крупных массивах ультраосновных пород второго и четвертого поясов, залегающих в погружающихся тектонических структурах первого, второго и третьего порядков.

Все известные месторождения и проявления антофиллит-асбеста локализуются в оливиново-энстатитово-антофиллитовых породах, развитых в пределах Восточно-Уральского палеозойского поднятия. К Сысертско-Ильменогорскому мегантиклинорию приурочены месторождения антофиллит-асбеста Сысертского района (Сысертское, Мочаловское, Калмацкое и др.), восточного склона Ильменских гор (Савелькульское) и Миасской провинции (Кочневское). В Мурзинско-Суундукском мегантиклинории известны проявления антофиллитовой минерализации в пределах Мурзинского (Мурзинское, Алабашинское и др.) и Адамовского (Уш-Кара-Су) антиклинориев. Характерна связь месторождений антофиллит-асбеста с синклинальными структурами четвертого и более высоких порядков на общем фоне воздымающихся структур первого, второго и третьего порядков.

Отмеченная приуроченность асбестоносных гипербазитов к определенным тектоническим структурам, по-видимому, носит закономерный характер. В ходе развития Уральской геосинклинали на разных этапах тектоно-магматических циклов имели место сложные процессы метаморфизма с присущими им физико-химическими процессами, обусловившими образование месторождений асбеста различных генетических типов.

Ко времени общей инверсии Уральской палеозойской геосинклинали осуществился законченный цикл перидотитовой формации, более древние интрузии которой располагаются в западных зонах геосинклинали. Многоэтапность складчатого тектогенеза и неоднократные проявления последующего вулканизма, приводили в условиях длительного и постепенного процесса метаморфизма к явлениям частичной и полной серпентинизации сформировавшихся к этому времени гипербазитов.

В момент общей инверсии геосинклинали (верхнепалеозойский этап) и связанных с этим поднятием мощных варисских складчатых движений формируются интрузии варисской гранитной формации, контактовое воздействие которых на слабо метаморфизованные ультраосновные породы (в основном нижнего карбона) приводило к образованию в последних месторождений хризотил-асбеста баженовского типа.

Напротив, гипербазиты Восточно-Уральского поднятия, в которых локализуются месторождения антофиллит-асбеста, характеризуются многоэтапностью метаморфизма, выражающегося в образовании вторичных оливиново-энстатитовых пород за счет серпентинитов, возникших в свою очередь при метаморфизме ультраосновных пород (Меренков, 1958_{1-3}; Елисеев, 1959). По-видимому, образование этих пород происходило в результате процесса регионального метаморфизма при неоднократном опускании вмещающих толщ на большую глубину в условиях действия высокой температуры, а также гидростатического и одностороннего давлений.

Недостаточно ясной остается позиция месторождений щелочного амфибол-асбеста. Очевидно, последние формируются при воздействии на ультраосновные породы гидротермальных растворов, связанных с интрузиями кислых дифференциатов габбровой формации.

Такова весьма общая схема процессов, связанных с тектоно-магматической деятельностью, обусловившей размещение промышленных месторождений асбеста на Урале. В табл. 1 характеризуется геологическая позиция месторождений асбеста различных генетических типов. Типы месторождений выделены условно (применительно к Уралу) по преобладающему виду процессов метаморфизма, приведших к формированию тех или иных месторождений асбеста в определенных комплексах горных пород.

Образование месторождений хризотил-асбеста баженовского и вангырского типов, а также месторождений амфибол-асбеста анатольско-шиловского, белореченско-горбуновского и отчасти абдул-касимовского типов обязано процессам гидротермального метаморфизма. Последний заключается в воздействии горячих, сравнительно чистых, иногда содержащих углекислоту и кремнезем водных растворов на горные породы, благоприятные для асбестообразования. Эти растворы, циркулируя по тектоническим и контракционным трещинам, первоначально в условиях высокой температуры и давления, обусловивших большую их активность, взаимодействовали с вмещающими породами и насыщались магнием, железом и кремнеземом. При более низких температурах происходило дальнейшее сгущение растворов, которые из истинных переходили в коллоидные, а при дальнейшем увеличении вязкости и прекращении движения — в гели. Из гелей выкристаллизовывались волокнистые агрегаты асбеста.

Не останавливаясь на вопросах образования месторождений хризотил-асбеста баженовского типа и механизме жилкования асбеста, которые детально изучены и обстоятельно изложены Б. Я. Меренковым в его работе (1958_1), следует отметить, что образование месторождений амфибол-асбеста в общем происходило аналогичным образом. Различны только термодинамические условия формирования указанных месторождений и химические процессы, определившие конечный вещественный состав коллоидных асбестообразующих растворов.

В начальный момент образования месторождений щелочного амфибол-асбеста между ультраосновными и жильными комагматическими горными породами при воздействии на них гидротермальных растворов происходили явления биметасоматизма, в результате которого растворы обогащались натрием. За пределами зоны биметасоматизма натрийсодержащие растворы при продвижении по трещинам и порам в ультраосновных породах взаимодействовали с последними и насыщались кремнеземом, магнием и железом, в результате чего возникали склонные к гелеобразованию коллоидные растворы. В тех случаях, когда в растворах преобладал кальций, происходила кристаллизация актинолит-тремолитового асбеста, нередко обнаруживающего аналогичную со щелочным амфибол-асбестом парагенетическую ассоциацию минералов.

В месторождениях белореченско-горбуновского типа, для которых также характерны процессы гелеобразования, вблизи с прожилками асбеста наблюдаются длинные игольчатые кристаллы актинолита среди пирито-халькопиритовой массы, характеризующейся типичным метаколлоидным строением.

В доломитизированных известняках, при воздействии на них гидротермальных кремнеземсодержащих растворов, образуются небольшие залежи хризотил- и тремолит-асбеста, выполняющие мелкие трещины в них. Характерны локальные явления окремнения и серпентинизации вмещающих толщ (вангырский тип). Процессы гидротермального метаморфизма, с которыми связано собственно асбестообразование, отвечают в большинстве своем низким и средним ступеням метаморфизма — фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации (Елисеев, 1959).

С региональным метаморфизмом связано образование месторождений таловского (хризотил-асбест), сысертского (антофиллит-асбест) и отчасти абдул-касимовского (тремолит- и актинолит-асбест) типов. Массивы ультраосновных пород на низких ступенях метаморфизма под действием водных растворов, высвобождающихся из вмещающих осадочных пород, испытывали длительный и постепенный процесс серпентинизации, в результате которой не создавалось благоприятных условий для возникновения дополнительных трещин, необходимых для формирования крупных месторождений хризотил-асбеста (Меренков, 1958_1). Породы, вмещающие гипербазиты, в этих случаях представлены типичными первично-осадочными образованиями низкотемпературных ступеней метаморфизма: кварцево-серицитовыми, кварцево-хлоритово-серицитовыми и углисто-кремнистыми сланцами, кварцитами и др. Сами массивы гипербазитов, как правило, либо серпентинизированы по периферии, либо нацело превращены в серпентиниты. К месторождениям, образовавшимся в таких серпентинитах, относятся Таловское, Псянчинское, Халиловское, Аккермановское, Паньшинское и многие другие непромышленные месторождения и проявления хризотил-асбеста, а также большинство асбестопроявлений актинолит-тремолитового типа.

На высоких ступенях регионального метаморфизма, в гранулитовую фацию, за счет серпентинитов возникают своеобразные вторичные оливиново-энстатитово-антофиллитовые породы (Меренков, 1958_{1-3}; Елисеев, 1959). Согласно экспериментальным исследованиям Йодера, энстатит и антофиллит в среде, недосыщенной водой, могут кристаллизоваться при значительно меньших температурах по сравнению с температурой их кристаллизации из расплава. При еще более низких температурах, на этапе активного действия водных растворов, оливиново-энстатитово-антофиллитовые породы замещаются карбонатом, антофиллит-асбестом, тальком и кварцем. Приуроченность залежей оливиново-энстатитово-антофиллитовых пород к синклинальным прогибам верхнепротерозойско-кембрийских осадочных отложений имеет в пределах Урала закономерный характер. Очевидно, серпентиниты вместе с вмещающими их осадочными отложениями в условиях сильного бокового давления при общем высоком гидростатическом давлении перекристаллизовывались в твердом состоянии в указанные оливиново-пироксеновые породы, а вмещающие осадочные толщи при метаморфизме дали гамму кристаллических сланцев и гнейсов.

В некоторых случаях оливиново-пироксеново-антофиллитовые породы возникали и при метаморфизме серпентинитов на контакте их с пегматитами и гранитами. В Мурзинском районе небольшие тела серпентинитов среди гнейсов и кристаллических сланцев на контакте с секущими их пегматитовыми жилами своеобразно ороговикованы с возникновением вторичных оливина, гиперстена, хлорита, антофиллита и антофиллит-асбеста. Н. А. Елисеев (1959) приводит случаи образования подобных магнезиальных роговиков за счет кремнистых доломитов при их контактовом метаморфизме.

В процессах метаморфизма ультраосновных пород Урала и в возникновении различных месторождений асбеста намечается определенная закономерность. При гидротермальном метаморфизме гипербазитов, в условиях локального проявления околотрещинного метасоматоза, образуются сравнительно узкие полосы хризотиловых серпентинитов и крупные залежи асбеста среди более или менее измененных первичных пород. На низких ступенях регионального метаморфизма происходит более равномерная серпентинизация больших участков этих пород и в силу долговременности процессов метаморфизма возникают небольшие по своим мас-

штабам месторождения, хотя и напоминающие иногда в миниатюре месторождения баженовского типа. Перекристаллизация серпентинитов с жилами асбеста и прогрессивное развитие явлений отальковання и карбонатизации ультраосновных пород в эту стадию метаморфизма, по-видимому, приводят к полному или частичному исчезновению ранее сформировавшихся месторождений асбеста. Дальнейшее прогревание массивов гипербазитов на высоких ступенях регионального метаморфизма ведет к возникновению новых вторичных высокотемпературных образований, в которых локализовались месторождения антофиллит-асбеста.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА АСБЕСТОНОСНОСТИ И ЭЛЕМЕНТЫ ЕЕ ПРОГНОЗА

Закономерная связь месторождений асбеста различных генетических типов с определенными тектоническими зонами Урала позволяет выделить на фоне последних асбестоносные поля с преобладающим типом промышленной асбестизации. Крупнейшие месторождения хризотил-асбеста располагаются в пределах Восточно-Уральского палеозойского прогиба (фиг. 1). Здесь можно выделить три крупных асбестоносных района: Алапаевско-Теченский (Баженовское и другие месторождения), Варненско-Новогеоргиевский (Джетыгаринское) и Копейско-Домбаровский (Киембаевское). Асбестоносные массивы ультраосновных пород этих полей залегают в слабо дислоцированных ордовикско-средне-верхнепалеозойских отложениях, представленных осадочными метаморфическими и осадочно-вулканогенными породами, слагающими синклинальные погружения. Породы, вмещающие массивы гипербазитов, обычно слабо метаморфизованы и отвечают низким ступеням метаморфизма — фации зеленых сланцев, реже фации эпидотовых амфиболитов. Аллометаморфическая серпентинизация ультраосновных пород развивается локально вдоль зон разломов; часто в массивах сохраняются слабо или совершенно неизмененные материнские породы в количестве до 40—60%. В пределах указанных асбестоносных районов в массивах ультраосновных пород, вдоль зон разломов в них, возможно выявление крупных месторождений хризотил-асбеста. В Алапаевско-Теченском районе, помимо возможного выявления «слепых» залежей хризотил-асбеста, в особенности в пределах Алапаевского и Останинского массивов гипербазитов, могут быть выявлены новые месторождения щелочного амфибол-асбеста. Варненско-Новогеоргиевский и Копейско-Домбаровский районы должны быть изучены не только с точки зрения ревизии слабо исследованных известных в их пределах массивов гипербазитов, но и в направлении обследования перекрытых мезо-кайнозойскими отложениями интрузивов перидотитовой формации.

Менее перспективны для обнаружения крупных месторождений хризотил-асбеста массивы ультраосновных пород, расположенные в пределах Тагильско-Магнитогорского прогиба, так же как, очевидно, слабо перспективны в этом отношении гипербазиты Восточно-Уральского поднятия. Турьинско-Верхнетагильский район (Тагильский мегасинклинорий) интересен с точки зрения возможного выявления новых месторождений щелочного амфибол-асбеста. Массивы гипербазитов других тектонических зон, приуроченные к синклинальным прогибам второго и третьего порядка, в значительной части нацело серпентинизированы, перекристаллизованы и замещены тальково-карбонатными породами. С этими массивами обычно связываются малопромышленные месторождения хризотил-асбеста таловского типа, месторождения асбеста тремолит-актинолитового ряда, а также большинство известных промышленных месторождений талька.

В пределах Восточно-Уральского поднятия выделяются асбестоносные поля, перспективные на антофиллит-асбест. Прежде всего наибольшего внимания заслуживает центральный Сысертско-Ильменогорский район, приуроченный к одноименной тектонической зоне, в котором к настоящему времени насчитывается до шести десятков месторождений и проявлений антофиллит-асбеста. Перспективность остальных зон (Мурзинско-Суундукского мегаантиклинория) не вполне ясна, несмотря на наличие не только аналогичной геологической обстановки, но и антофиллитовой минерализации. Объясняется это тем, что в указанных зонах большее развитие имеет Мурзинский тип месторождений, что однако не исключает возможности выявления промышленных месторождений антофиллит-асбеста сысертского типа, поскольку они и в пределах Сысертско-Ильменогорской зоны также имеют некоторую пространственную связь. При прогнозах на выявление месторождений сысертского типа в пределах крупных антиклинальных поднятий в качестве благоприятных признаков следует ориентироваться на мелкие синклинальные погружения (IV и более высоких порядков), сложенные кристаллическими сланцами и гнейсами, включающими тела метаморфизованных гипербазитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время в Уральском геологическом управлении составляются прогнозные карты асбестоносности. Работы эти проводятся в тесном контакте с полевыми геолого-разведочными партиями и Московским геолого-разведочным институтом.

В результате предварительного обобщения фактического материала по геологии месторождений асбеста представляется возможным наметить основные принципы прогнозирования асбестоносности. Все промышленные месторождения асбеста контролируются главным образом геолого-структурными и магматическими факторами. Это прежде всего связь асбестоносности с определенными тектоническими структурами и магматическими комплексами Урала, о которой говорилось выше. В образовании месторождений асбеста различных генетических типов основную роль играли процессы метаморфизма вмещающих горных пород. Последние проявлялись с различной интенсивностью в связи с особенностями тектоно-магматической деятельности, обусловленной развитием Уральской геосинклинали. Неодинаковая интенсивность метаморфизма горных пород, вмещающих месторождения асбеста, в различных тектонических зонах Урала указывает, что образование промышленных месторождений асбеста различных генетических типов происходило на разных глубинах. Фактическое размещение этих месторождений в пределах уральских тектонических зон позволяет считать наименее глубинными по образованию месторождения хризотил-асбеста, в то время как месторождения антофиллит-асбеста являются образованиями более значительных глубин. Однако широкое развитие пород гранулитовой фации метаморфизма (кристаллические сланцы и гнейсы) и связанных с ними месторождений антофиллит-асбеста в пределах крупных антиклинальных поднятий объясняется не только опусканием первично-осадочных пород с заключенными в них массивами гипербазитов на большую глубину, а связано главным образом с мощными варисскими движениями при общей инверсии внутренних зон Уральской палеозойской геосинклинали. Неоднократные складчатые движения, происходившие в условиях сильного сжатия пород, обусловили возникновение высоких температур и больших давлений, что и было, по-видимому, главной причиной образования кристаллических слан-

цев, гнейсов и оливиново-энстатитово-антофиллитовых пород, а также связанных с ними месторождений антофиллит-асбеста.

Это обстоятельство наряду с характером и степенью метаморфизма вмещающих пород служит первым критерием для выделения асбестоносных полей и среди них перспективных площадей. Так, группа гипербазитов Восточно-Уральского палеозойского поднятия, испытавшая вместе с вмещающими их породами неоднократные складчатые движения, несет антофиллитовую минерализацию, присущую высокой ступени метаморфизма. Эта группа гипербазитов тесно ассоциирует с выступами древних сильно метаморфизованных первично-осадочных пород верхнепротерозойско-кембрийского геоструктурного яруса и фиксируется на современной поверхности антиклинальными структурами второго и третьего порядков. Другая группа гипербазитов с вмещающими их породами испытала относительно меньшее погружение и более слабые складчатые движения. Эти гипербазиты залегают в синклинальных структурах второго и третьего порядков, менее метаморфизованы (как и вмещающие их породы) и несут актинолитово-тремолитовую, хризотиловую и тальковую минерализацию.

Наряду с геолого-структурными, магматическими и метаморфическими факторами немаловажную роль в конторе асбестоносности играет литологический фактор, но в обязательном сочетании с учетом положения рассматриваемого участка в геологической структуре, характером трещинной тектоники, проявившейся в нем и т. д. Примером этому могут служить месторождения щелочного амфибол-асбеста, приуроченные к апогарцбургитовым серпентинитам с широко развитым комагматическим комплексом основных жильных пород и наличием интенсивной дорудной трещинной тектоники.

Прогнозирование асбестоносности и составление специализированных прогнозных карт, о принципах составления которых подробно говорится в статье Г. Ф. Кулешова, помещенной в настоящем сборнике, тесно увязывается с работами по детальному расчленению гипербазитов по вещественному составу, возрасту, геолого-структурному положению, проводимыми различными партиями Уральского геологического управления.

Дальнейшее изучение закономерностей локализации месторождений асбеста с точки зрения их взаимосвязи с тектоно-магматическими и метаморфическими процессами позволит правильно подойти к прогнозной оценке асбестоносности неисследованных или недостаточно изученных районов Горного Урала.

Уральское геологическое управление

Г. Ф. Кулешов

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ АСБЕСТОНОСНОСТИ УРАЛА

Асбестовые месторождения Урала подобно месторождениям многих других полезных ископаемых контролируются закономерно сочетающимися структурно-геологическими, магматическими, а также подчиненными им литологическими, стратиграфическими и некоторыми другими факторами. Обоснованное установление конкретных форм проявления влияния и взаимодействия этих факторов возможно только в результате серьезных целеустремленных исследований. В применении к асбесту до недавних пор такие исследования не проводились. Начатые в Уральском геологическом управлении работы по составлению прогнозной карты асбестоносности Урала позволяют получить представление об основных закономерностях формирования различных типов месторождений асбеста и определить направление дальнейших работ по выявлению новых и расширению старых сырьевых баз. Опыт составления специализированных карт, отражающих размещение месторождений асбеста в СССР, до сих пор был ограничен составлением мелкомасштабной карты асбестоносности для всей территории Союза. Естественно, для прогнозной карты асбестоносности Урала целесообразно было избрать более крупный масштаб. По состоянию геологической изученности и ряду других соображений оказалось наиболее удобным выбрать для подобной карты масштаб 1 : 200 000. Преимущества подобного масштаба для карты асбестоносности такого крупного района, как Урал, независимо от состояния изученности сводятся к следующему. Подобный масштаб позволяет, с одной стороны, отразить на карте крупные геоструктурные элементы этой обширной территории, представляющие важный тектонический фактор контроля размещения асбестовой минерализации, а с другой — фиксировать конкретную геологическую обстановку отдельных асбестоносных полей и зон с выделением локальных структурно-геологических, тектоно-магматических и других факторов, контролирующих размещение асбестоносности различных типов в пределах отдельных районов.

При составлении прогнозной карты из имеющегося фактического материала необходимо тщательно отобрать и выделить элементы, имеющие то или иное отношение к прогнозированию. Конкретные исходные данные для составления карты, помимо литературных источников или различных косвенных указаний, имеющих отношение к прогнозной оценке асбестоносности, слагаются из следующих материалов.

1. Для создания основы карты используются топографические и геологические карты масштабов 1 : 200 000, а также более крупномасштабные геологические карты (1 : 50 000).

2. Для создания общей геоструктурной нагрузки используется схема тектонического районирования Урала (Соболев, 1960).

3. При нанесении нагрузки, отражающей локальные факторы контроля, в обобщенном виде используются данные карт асбестоносных районов масштабов 1 : 25 000; 1 : 10 000; 1 : 5 000 и крупнее.

4. При нанесении специальной нагрузки по асбестоносности используются карта асбестоносности СССР масштаба 1 : 1 000 000, материалы специализированных крупномасштабных поисков, данные детальных разведочных работ и геофизической разведки, проведенных в асбестоносных районах.

Прогнозная карта создается на картографической основе топографических планшетов. Специальная нагрузка на эту основу производится после предварительной отстройки ее элементов на геологической карте того же масштаба.

Процесс отстройки прогнозной карты условно можно разбить на три этапа. В первом наносятся необходимые геотектонические элементы, создающие на карте основной региональный фон. Второй этап заключается в нанесении элементов геологии, представляющих контролирующие факторы второго порядка. И, наконец, третий этап состоит в нанесении нагрузки, непосредственно отражающей асбестоносность. Этот этап завершается выделением контуров районов прогнозной оценки асбестоносности.

Как показывает имеющийся опыт, при нанесении на прогнозную карту геоструктурных элементов оказалось весьма полезным представление о четырех этапах формирования и развития сложной уральской геосинклинали — тектоно-магматических циклах. Из этих четырех этапов, или тектоно-магматических циклов, непосредственное отношение к асбестоносности имеют полные циклы развития геосинклинали, завершающиеся общими инверсиями и складчатостью. Таким образом, при составлении прогнозной карты прежде всего необходимо выделять нижнепротерозойский, верхнепротерозойско-кембрийский, ордовикско-средне-верхнепалеозойский геоструктурные ярусы, резко отграничивая их от четвертого мезо-кайнозойского яруса, характеризующего платформенную стадию развития Урала.

В ряде случаев оказалось также целесообразным выделение отдельных этапов развития циклов, выражающихся в подразделениях геоструктурных ярусов на структурные ярусы, которые в свою очередь по перерывам и несогласиям в залегании осадочных и вулканогенных толщ делятся на подъярусы.

Тесная связь асбестоносности с магматизмом обусловливает необходимость при составлении карты обращать серьезное внимание на проявления магматической деятельности, увязывающейся с развитием структурных этажей. Из четырех генетических групп магматических пород (формационных типов) — перидотитовой, габбровой, базальтовой и гранитной формаций, выделяемых на Урале, все имеют то или иное отношение к различным типам асбестоносности. Конкретные генетические связи асбестоносности только с формациями того или иного возраста и субформациями, выделяемыми по вещественному составу, делают необходимым отображение их на прогнозной карте. В настоящее время, однако, на большей части Урала возможен учет распространения четырех перидотитовых, шести габбровых, трех гранитных и шести базальтовых формаций. Размещение магматических пород контролируется тектоникой и связано с образованием внутриярусных поднятий и прогибов. В связи с этим приходится отражать на прогнозной карте структуры первого, второго и третьего порядка.

Таким образом, нанесение основной нагрузки прогнозной карты на геологическую основу начинается с отражения границ структурных ярусов и подъярусов, тектонических структур первых трех порядков и выделения необходимых формаций и субформаций.

Поскольку большинство типов асбестоносности приурочено к гипербазитам определенного вещественного состава, размещающимся в границах конкретных геологических формаций и тектонических структур, представляется возможным выделить на карте такие площади, которые могут рассматриваться в целом как потенциально-асбестоносные.

На втором этапе составления прогнозной карты производится нанесение элементов внутрирегиональной геологии, среди которых в общем виде можно выделить четыре важные группы.

Поскольку в пределах потенциально асбестоносной площади продуктивные породы (чаще всего гипербазиты) связаны преимущественно лишь с определенными свитами или толщами, оказывается целесообразным прежде всего выделить площади развития этих пород.

Асбестовая минерализация возникает в процессе метаморфизма и, естественно, разные ее типы связаны с определенными условиями метаморфизма. В связи с этим очень важное значение имеет выделение площадей развития различных ступеней метаморфизма. Конкретное размещение концентраций асбеста в разной мере контролируется, разумеется, тектоникой, в связи с чем прогнозная карта должна иметь специальную нагрузку, отражающую складчатые структуры высоких порядков, наносимые в виде осевых линий складок, и разрывные нарушения — в виде линий тектонических контактов и разломов.

Наконец, последняя важная группа элементов локальной геологии — это дайки гранитов и некоторые другие жильные образования, фиксирующие тектонические нарушения и в ряде случаев генетически связанные с асбестовой минерализацией. Нанесение всей этой нагрузки на прогнозную карту позволяет тщательно проанализировать факторы локального контроля асбестовой минерализации, так как размещение различных типов месторождений асбеста по-разному контролируется различными факторами. Например, для одних типов асбеста наибольшее значение приобретает контроль со стороны тектонических разрывов, а для других — со стороны вещественного состава вмещающих пород или степени их метаморфизма. Эти частные проявления контроля размещения конкретных типов асбестоносности имеют для них главное значение.

Факторы локального контроля асбестоносности всегда выступают на фоне региональных и тесно с ними сочетаются. Характер таких взаимосочетаний определяет проявление того или иного минерального типа асбестоносности. Наиболее типичным примером подобной зависимости могут служить различия локализации антофиллит- и хризотил-асбеста. Главное условие проявления антофиллит-асбестовой минерализации — высокая ступень метаморфизма гипербазитов на фоне воздымающейся крупной структуры. Хризотил-асбестовая минерализация, напротив, контролируется дорудной тектоникой в слабо метаморфизованных гипербазитах, приуроченных к погружающимся структурам.

При выделении площадей распространения продуктивных пород совершенно недостаточно указать контуры распространения гипербазитов вообще. Необходимо выделить ультраосновные породы конкретного состава. Так, для хризотил-асбеста продуктивными являются преимущественно лишь серпентиниты, образовавшиеся за счет оливиновых гипербазитов, тогда как антофиллит-асбест связан только с метаморфическими оливиново-энстатитовыми и антофиллитовыми породами.

Наиболее важная и, видимо, часто решающая связь асбестоносности

с характером метаморфизма во многом еще неясна и в связи с этим представляет трудности для обсуждения в этой статье. Напомним лишь об отмечавшейся выше несомненной связи метаморфизма с тектоникой: степень метаморфизма в общем обнаруживает зависимость от характера региональных структур. Наиболее интенсивный метаморфизм на Урале проявляется в крупных воздымающихся структурах, находившихся в наиболее подвижных участках геосинклинали, в которых породы подвергались изменениям на большой глубине.

В отношении роли локальной тектоники, помимо упомянутого уже контроля хризотил-асбестовой минерализации дорудными разрывами, можно отметить аналогичную связь с ними и щелочных амфибол-асбестов. Складчатые структуры высокого порядка в общем благоприятны для асбестообразования, так как обычно к ним приурочены участки наиболее дислоцированных пород. В отдельных случаях подмечены характерные связи асбестоносности с определенными типами пликативных структур. Так, месторождения антофиллит-асбеста пространственно тяготеют к синклинальным складкам высоких порядков.

Третий этап составления прогнозной карты асбестоносности заключается в нанесении на карту известных месторождений и проявлений асбеста. Условными знаками отражаются минеральные типы и генетические группы месторождений, с одной стороны, и их промышленное значение в свете современной изученности — с другой. При выделении прогнозных площадей учитывается также перспективность на тот или иной тип асбеста и промышленная значимость и изученность этих площадей.

Некоторые существенные детали геологического строения месторождений асбеста и районов асбестопроявлений, данные детальных геофизических наблюдений и некоторые другие материалы, по-видимому, не будут укладываться в масштаб составляемой карты. В этих случаях они могут отражаться на карте специальными условными знаками или же попросту приниматься во внимание в процессе прогнозной оценки тех или иных площадей.

В качестве примера прогнозной карты можно привести макет листа Сысертского района, в пределах которого расположена единственная в Советском Союзе сырьевая база антофиллит-асбеста (фиг. 1). Рассматривая основную геоструктурную нагрузку этой карты, можно отметить, что район Сысертских месторождений антофиллит-асбеста приурочен к западной границе Восточно-Уральского палеозойского поднятия, осложненного крупными структурами второго и третьего порядков. Собственно асбестовый район целиком приурочен к Сысертскому антиклинорию — выступу верхнепротерозойско-кембрийского геоструктурного яруса, сложенному кристаллическими сланцами и гнейсами. Эти древние породы выступают среди эффузивно-осадочной толщи нижнего палеозоя, слагающей ордовикско-нижнедевонский структурный ярус. В южной части района Сысертский антиклинорий замыкается Верх-Синарской седловинной синклиналью, в пределах которой развиты те же гнейсы и сланцы. С севера Сысертский антиклинорий замыкается Свердловским и Арамильским синклинориями.

Толща кристаллических пород, слагающая Сысертский антиклинорий, несет черты самостоятельной геологической формации не только в связи с более интенсивным метаморфизмом и несогласными контактами с вмещающими ее палеозойскими комплексами, но и в связи с резко различным характером магматизма. За пределами Сысертского антиклинория развиты базальтовая и габбровая формации, тогда как внутри него неравномерно проявились перидотитовая, габбровая и гранитная формации.

O-D₁
γPz

Фиг. 1. Макет прогнозной карты на асбест по Сысертскому району.

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; *2* — эффузивно-осадочные породы; *3* — глубоко метаморфизованные серпентиниты; *4* — неизмененные серпентиниты; *5* — габброиды; *6* — граниты нормального состава; *7* — гранодиориты; *8* — границы тектонических структур первого порядка; *9* — те же, второго порядка; *10* — те же, третьего порядка; *11* — осевые линии складчатых структур: *а* — антиклиналей, *б* — синклиналей; *12* — линии тектонических нарушений; *13* — граница верхнепротерозойско-кембрийского структурного яруса; *14* — площади проявления наиболее интенсивного метаморфизма; *15* и *16* — площади преимущественного распространения энстатитово-тальково-карбонатно-антофиллитовых и тальково-карбонатных пород; (*15* — перспективные площади); *17* — месторождения антофиллит-асбеста с установленной промышленной минерализацией; *18* — проявления антофиллит-асбестовой минерализации; VII_1е — Дегтярско-Уфалейский антиклинорий; $VIII_2$, $VIII_3$б — Свердловский синклинорий, Сысертский антиклинорий и Каслинский антиклинорий

Наибольшее развитие перидотитовая формация получила в северо-западной и центральной части антиклинория, а габбровая и гранитная — в северной и северо-западной. Имеются основания предполагать, что нерасчлененная при современной изученности перидотитовая формация представлена перидотитами, дунитами и лерцолитами и при расчленении ее на эти субформации удается выделить дополнительные факторы, контролирующие оруденение.

В пределах Сысертского антиклинория выделены площади распространения гипербазитов, занимающие большое поле неправильных очертаний у Сысертского гранитного массива и центральный синклинальный прогиб антиклинория, протягивающийся с изгибом от оз. Багаряк до Верх-Синарской седловинной синклинали. Внутри этого контура размещаются многочисленные мелкие тела ультраосновных пород, подчиненные складкам высоких порядков и множество жильных тел гранитоидов.

Однако не вся эта площадь в равной мере благоприятна для антофиллит-асбестовой минерализации. В южной ее части гипербазитовые тела имеют характер обычных серпентинитов, близких к серпентинитам, развитым вне Сысертского антиклинория, в пределах вулканогенно-осадочных толщ, тогда как в северных частях выделенной площади развиты вторичные высокометаморфизованные оливиново-энстатитовые и антофиллитовые породы, несущие антофиллит-асбестовую минерализацию. Эти различия в характере гипербазитов связаны с общим увеличением метаморфизма пород в северных частях антиклинория. Метаморфическая толща южной части характеризуется преобладанием зеленых сланцев и широким проявлением низкотемпературных процессов карбонатизации и эпидотизации. Слюдисто-кварцевые сланцы и гнейсы, относящиеся по минеральным ассоциациям к амфиболитовой метаморфической фации, в большем количестве появляются в центральной и особенно в северной частях района, где породы частично уже несут признаки гранулитовой фации метаморфизма в виде характерной ориентировки сплющенных зерен кварца. Здесь широко распространены кварцево-полевошпатовые сланцы с турмалином, количество даек гранитоидов резко возрастает, и в ряде случаев обнаруживаются признаки мигматизации. Интенсивность пликативных дислокаций также возрастает в северном направлении, и складчатость из спокойной в южной части района переходит в напряженную — в северной.

Необходимо отметить, что наряду с нарастанием в северном направлении степени метаморфизма (это выражается в большем распространении здесь высокотемпературных ассоциаций) в этом же направлении увеличивается интенсивность проявления и относительно низкотемпературных метаморфических процессов оталькования гипербазитов и мощность реакционных оторочек на контактах гипербазитов и жильных гранитов. В южной части района эти процессы почти не проявляются.

Перспективные асбестоносные площади в пределах области распространения гипербазитов в связи с изложенным выше практически совпадают с зоной высокого метаморфизма. Все промышленные месторождения и большинство проявлений антофиллит-асбеста, как это можно видеть на карте, находятся в пределах выделенной перспективной площади.

Генетическая картина, вырисовывающаяся при рассмотрении представленного макета прогнозной карты, к сожалению, еще недостаточно ясна. Можно констатировать нарастание интенсивности проявлений метаморфизма и асбестоносности по мере приближения к Сысертскому гранитному массиву. Однако в этом же направлении возрастают и явления наложенного пострудного метаморфизма, связанного с жильной фацией

гранитов и проявляющегося преимущественно в отальковании. Таким образом, есть лишь основания полагать, что образование антофиллит-асбеста связано с некоторой фазой глубинного метаморфизма, но соотношения его с гранитной интрузией интерпретировать однозначно еще нельзя.

В заключение следует сказать, что принятые в Уральском геологическом управлении методика отстройки и основные принципы составления прогнозной карты асбестоносности Урала, дают возможность решать вопросы перспективности с достаточной степенью достоверности и полноты главным образом на основании уже имеющихся геологических материалов. В дальнейшем по мере получения новых данных прогнозная карта может постепенно пополняться и детализироваться без коренной переработки. Наряду с прогнозной оценкой той или иной площади накапливаются материалы по закономерностям размещения определенного типа асбестовой минерализации. На составленной карте представляется возможным, с одной стороны, выявить узкие места изучения асбестовых месторождений, а с другой, что не менее важно,— дать перспективную прогнозную оценку другим площадям, аналогичным по геологическому строению, но еще не имеющим выявленных месторождений и даже проявлений асбестовой минерализации.

Уральское геологическое управление

В. П. Еремеев

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ АСБЕСТОВ И ТАЛЬКА НА ТЕРРИТОРИИ ТУВИНСКОЙ АССР

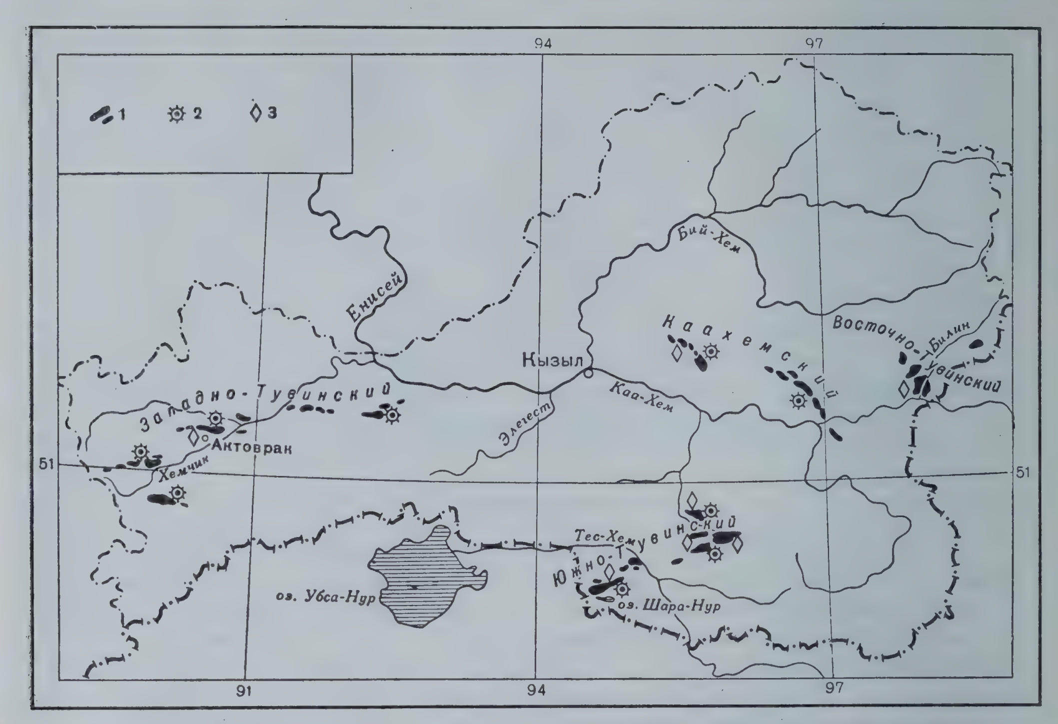
ВВЕДЕНИЕ

Тувинская АССР в настоящее время определилась как крупная сырьевая база асбестовой промышленности Сибири. Для расширения этой базы нужны новые месторождения, так как одного выявленного недавно Актовракского месторождения явно недостаточно. В Туве имеются весьма благоприятные условия для нахождения новых месторождений асбеста, однако до сих пор слабо изучены поисковые критерии различных типов асбестов, условия локализации и закономерности их образования. В течение последних пяти лет автор занимался выявлением этих закономерностей и получил некоторые новые данные, позволяющие более целеустремленно подойти к разрешению проблемы асбеста. В статье на общем геолого-петрографическом фоне крупного региона, каким является Тува, делается попытка установить закономерности размещения асбестов и талька, условия образования и их поисковые признаки и этим помочь геологам обнаружить новые месторождения.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ТУВЫ

Хризотил-асбестовые месторождения обычно расположены среди ультраосновных интрузий, которые на территории Тувы пользуются весьма широким распространением. В настоящее время здесь известно свыше 120 отдельных тел ультраосновных пород, не считая большого количества мелких линз. В расположении тел наблюдается четко выраженная закономерность. Все они обычно приурочены к крупным региональным разломам и составляют целые пояса гипербазитовых интрузий. На западе Тувы они образуют Западно-Тувинский гипербазитовый пояс, на юге — Южно-Тувинский, или Эрзинский, в центре — Каа-Хемский гипербазитовый пояс и на востоке — Восточно-Тувинский (фиг. 1). Большинство ультраосновных интрузий располагается в кембрийских вулканогенно-осадочных породах и только отдельные массивы Южно-Тувинского гипербазитового пояса (Сольджерский и Тарлашкинский) и интрузии Восточно-Тувинского пояса залегают среди гнейсов и метаморфизованных карбонатных протерозойских пород.

Несмотря на различный состав и возраст пород, вмещающих ультраосновные интрузии, все эти гипербазитовые интрузии были внедрены в середине среднего кембрия. Правда, в последнее время отмечались случаи нахождения гипербазитов и более молодого возраста. Так, А. Н. Кеном и Г. Н. Шапошниковым (1959) были описаны серпентини-



Фиг. 1. Схема размещения ультраосновных интрузий и месторождений асбеста и талька Тувы

1 — массивы ультраосновных пород; *2* — месторождения асбеста; *3* — месторождения талька

зированные пироксениты и апопироксенитовые серпентиниты в верховьях Ак-хем (бассейн р. Барлык), на западе Тувы, где они прорывают силурийские мраморизованные известняки. Контактовое воздействие пироксенитов на вмещающие породы весьма незначительно. Авторы относят эти интрузии к нижнему девону.

Однако к этим данным следует отнестись с большой осторожностью, так как до сих пор не только в Туве, но и в соседней Алтае-Саянской области не известны гипербазитовые интрузии послекембрийского возраста. Данные А. Н. Кена и Г. Н. Шапошникова находятся в противоречии с общими закономерностями развития гипербазитовых поясов, заключающимися в том, что гипербазитовые интрузии в пределах одного пояса обычно одновозрастны (Хесс, 1939; Егоян, Хаин, 1953).

Гипербазитовые интрузии Тувы имеют преимущественно перидотитовый состав, часто пересекаются жилами пироксенитов, и только гипербазиты, залегающие в протерозойских породах, сложены дунитами. Все породы, слагающие интрузии, как правило, в той или иной степени серпентинизированы. Характерно, что менее серпентинизированы крупные интрузивные тела, в особенности интрузии, залегающие в более древних (протерозойских) комплексах. Мелкие линзовидные тела обычно нацело серпентинизированы. Первичная серпентинизация крупных интрузий связана преимущественно с процессом автометаморфизма. Однако мелкие линзовидные тела могли быть серпентинизированы, по-видимому, и в результате процесса динамометаморфизма.

Ниже мы рассмотрим главнейшие асбестоносные гипербазитовые интрузии Тувы, их состав и условия образования в них месторождений хризотил-асбеста.

Западно-Тувинский гипербазитовый пояс

Цепь гипербазитовых массивов, слагающих Западно-Тувинский пояс прослеживается на протяжении 250 *км* и насчитывает свыше шестидесяти отдельных тел ультраосновных пород, которые часто представлены небольшими по размерам линейно вытянутыми телами, залегающими среди так называемой актовракской эффузивно-осадочной толщи нижнего кембрия. Эта толща представлена диабазовыми, плагиоклазовыми, миндалекаменными порфиритами и порфирами, переслаивающимися с пирокластическими породами — туфобрекчиями и туфами. В подчиненном количестве встречаются небольшие и невыдержанные по простиранию линзы известняков, кварцитов и реже глинистых сланцев. В верхних горизонтах отложений нижнего кембрия преобладают известняки и кварциты, но развиты также хлоритовые сланцы, конгломераты, песчаники и рассланцованные известняки.

Все породы, слагающие актовракскую свиту, сильно метаморфизованы. Метаморфизм сказывается прежде всего в образовании вторичных минералов, которые частично, а местами нацело замещают первичные минералы. Наиболее широко в породах актовракской свиты развиты процессы хлоритизации, серицитизации, альбитизации, карбонатизации и эпидотизации первичных минералов. Наиболее распространенными метаморфическими породами актовракской свиты, образующимися по всем другим породам, являются метасоматические кварциты.

Причинами, вызвавшими метаморфические изменения пород, послужил, по-видимому, поздний региональный метаморфизм в условиях хлоритовой фации Эскола, который сопровождался направленным давлением, что видно из частичного рассланцевания пород. Второй этап изменения происходил под действием гидротермальных растворов, поступавших по трещинам вдоль глубинных разломов в актовракскую свиту. Эти растворы явились, по-видимому, главным источником кремнекислоты и привели к образованию метасоматических кварцитов. Судя по реликтовым участкам, сохранившимся в кварцитах, видно, что одни кварциты образовались за счет карбонатных пород, другие — за счет туфогенных сланцев.

Размеры большинства тел гипербазитов, слагающих Западно-Тувинский пояс, небольшие (50—100 $м^2$), а лишь отдельные немногочисленные массивы, к числу которых относится Актовракский, Хоопсокский и Кодейский, занимают площадь от 1 до 10 $км^2$. Основная масса ультраосновных пород, слагающих этот пояс, представлена серпентинитами. Неизмененные или слабо серпентинизированные гипербазиты встречаются редко и чаще всего в центральных участках наиболее крупных массивов где они представлены преимущественно гарцбургитами. Из крупных интрузий Западно-Тувинского гипербазитового пояса несомненный интерес представляет Актовракский и Кодейский перидотитовые массивы как районы, содержащие наиболее крупные в Туве асбестопроявления.

Актовракский перидотитовый массив

Актовракский перидотитовый массив слагает одна из наиболее интересных гипербазитовых интрузий Тувы. С ним связано одноименное месторождение хризотил-асбеста, впервые описанное П. М. Татариновым, В. А. Кузнецовым и К. С. Филатовым (1934). Позднее исследованием его занимались Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов и И. М. Волохов (1955, 1958). Автором была опубликована статья, посвященная петрографии и генезису асбеста этого месторождения (Еремеев, 1959). Перидотитовое тело Актовракского месторождения хризотил-асбеста расположено на левом

берегу р. Хемчик. Оно вытянуто в широтном направлении и представляет собой шток неправильной формы размером 4 *км* длиной и 0,5 *км* шириной. Поверхности южного и северного контактов тела падают в сторону вмещающих пород под углом 70—90°.

Контактовые изменения вмещающих пород на границе с гипербазитовой интрузией выражены довольно слабо. Непосредственно на контакте наблюдается рассланцевание и отальковапие порфиритов, в которых появляются игольчатые новообразования актинолита и масса мелких зернышек эпидота и кальцита. Более сильное воздействие на породы у контакта оказали тектонические явления, в результате которых возникла зона дробления и милонитизации пород. Кроме того, поступающие по этим зонам более поздние гидротермальные растворы, видимо, те же, которые вызвали образование метасоматических кварцитов, оказали сильное воздействие на вмещающие породы близ этих контактов.

В районе Актовракской гипербазитовой интрузии наблюдается широкое развитие послеверхнесилурийских кислых интрузий гранодиоритового и диоритового состава, а также более основных габбровых интрузий. Наиболее крупные кислые интрузии расположены в 3—5 *км* к востоку от гипербазитовой интрузии на правом берегу р. Алаш и в долине р. Эдыгей. Эти интрузии представлены небольшими штоками (около 1 *км* в поперечнике) диоритов, которые прорваны гранодиоритами. Более мелкие жильные тела мощностью 3—4 *м*, представляющие собой, по-видимому, апофизы интрузий, расположены вокруг Актовракского гипербазитового массива и представлены диоритами и габбро-диоритами. Таких мелких жильных тел нами (Еремеев, 1959) обнаружено 12.

Породы, слагающие Актовракский массив, не отличаются большим разнообразием. В основном массив сложен метаморфизованными разностями, серпентинитами, среди которых сохранились небольшие участки, «ядра» слабо измененных перидотитов — гарцбургитов. Характерной для массива является шаровидная форма перидотитовых останцов. Размеры этих «ядер», или «катышей», варьируют от 10—15 *см* до нескольких метров в диаметре. Катыши крупных размеров приурочены к центральной части перидотитового тела. Среди перидотитов встречаются мелкие жилки (размером 1—2 *см*) или линзообразные скопления, выполненные мучнисто-белым магнезитом. Последний местами образует корочки и налеты на поверхности катышей. Контакты между перидотитовыми «катышами» и вмещающими их серпентинитами довольно резкие, и они легко отделяются от серпентинитов. В северо-западной части гипербазитового массива среди серпентинизированной его части наблюдаются шлирообразные участки гранатово-везувиановых пород, которые являются, по-видимому, результатом метасоматической переработки пород типа диоритов, залегающих в виде жил в теле гипербазитового массива.

Перидотиты частично (автометаморфически) серпентинизированы. Они сложены преимущественно кристаллами оливина и реже ромбическим пироксеном, которые пересекаются в разных направлениях тонкими хризотиловыми жилками, образующими сетчатую или петельчатую структуру.

По расположению хризотиловых жилок вид породы под микроскопом в шлифе, как бы в миниатюре представляет ту же картину, которая характерна для всего гипербазитового массива. В центре хризотиловых петель обычно расположены свежие зерна оливина с константами: $2V = 90°$; $Ng' = 1{,}969 \pm 0{,}002$; $Np' = 1{,}662 \pm 0{,}002$. На фоне мелких реликтов оливина резко выделяются крупные и менее измененные кристаллы ромбического пироксена — энстатита ($2V = 66°$; $Ng' = 1{,}672 \pm 0{,}002$; $Np' = 1{,}664 \pm 0{,}002$), которые образуют подобие порфировых вкра-

пленников. Процессами серпентинизации энстатит затронут слабее, чем оливин. По времени образования жилки хризотила разновременны и одни из них пересекаются другими. Волокна хризотила обычно располагаются перпендикулярно к стенкам трещин, по которым идет серпентинизация. В центре более крупных хризотиловых жилок наблюдается магнетит то в виде непрерывных шнурочков, то в виде прерывистой цепочки. Магнетит образовался здесь в результате серпентинизации оливина, причем железо, освободившееся из оливина, расположилось в виде шнурочков вдоль хризотиловых жилок, возникших по первоначальным трещинам. Каждый такой шнурок обычно фиксирует направление первоначальной трещины, от которой начинается процесс серпентинизации.

Хромшпинелиды встречаются в промежутках между пироксеном и оливином, а местами — в виде включений внутри оливина. По сравнению с оливином и пироксеном хромшпинелиды более устойчивы и при серпентинизации не изменяются.

Количественно-минеральные подсчеты шлифов наиболее типичных образцов гарцбургитов приведены в табл. 1, а химические анализы — в табл. 2.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав гарцбургитов (в объемн. %)

Минерал	Массивы				
	Актовракский	Кодейский	Агардаг-Тайгинский	Шурмакский	Ужепский
Оливин	72,9	58,5	61,4	58,5	52,9
Пироксен ромбический	22,9	35,0	27,3	35,0	38,0
Хромшпинель	0,9	0,4	1,5	0,5	0,7
Магнетит	3,3	6,0	9,7	5,9	8,3
Карбонат		0,1	0,1	0,1	0,1
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Серпентинизировано (в % от всей породы)	37,4	44,3	54,5	44,3	61,1

В северном эндоконтакте гипербазитового массива, в зоне тектонических нарушений, наблюдается широкое развитие жил, выполненных гидромагнезиальными минералами, которые возникли в результате заполнения открытых трещин в интрузивном теле. Среди минералов, выполняющих такие жилки, автором определены (Еремеев, 1957) артинит, гидромагнезит, альфа-керолит, доломит, кальцит и магнезит.

Серпентинизация на Актовракском гипербазитовом массиве сравнительно равномерно распространена по всему массиву. Она произошла, по-видимому, вскоре после застывания главной массы породы в результате воздействия гидротермальных растворов, отщепившихся от магмы, из которой образовалась сама гипербазитовая интрузия. Этот процесс следует толковать как процесс автометаморфический, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу.

В дальнейшем наступил второй этап серпентинизации, вызванный гидротермальными растворами более поздних кислых интрузий, с которыми и связано асбестообразование. Этот процесс будет описан нами ниже.

Таблица 2

Химический состав гарцбургитов

Компонент	Актоврак		Агардаг-Тайга		Шурмак
	Обр. 253	Обр. 248	Обр. 356	Обр. 359	По данным В. М. Моралева
SiO_2	39,92	41,51	39,64	38,85	38,82
TiO_2	Следы	0,11	0,07	0,02	0,05
Al_2O_3	2,46	1,06	0,19	0,04	0,86
Fe_2O_3	4,77	6,48	3,48	3,90	8,95
FeO	3,10	2,31	4,57	4,77	Не опр.
MnO	0,08	0,07	0,12	0,10	»
MgO	39,35	39,00	43,60	43,22	36,26
CaO	0,60	0,45	0,78	0,14	1,53
Na_2O	0,46	0,24 (Na_2O + K_2O)	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K_2O	0,11		»	»	»
H_2O^+	7,00	7,14	4,59	6,75	0,68 (H_2O^+ + H_2O^-)
H_2O^-	0,69	0,66	0,72	0,64	
P_2O_5	Следы	0,16	0,03	0,02	Не опр.
CO_2	0,47	0,45	1,29	0,78	»
Cr_2O_3	0,13	0,16	0,49	0,44	»
NiO	0,08	0,09	0,27	0,27	»
CoO	Не обн.	Следы	0,02	0,02	»
S	0,00	0,07	0,07	0,04	»
Потери при прокаливании	0,40	0,38	Не обн.	Не обн.	12,91
Сумма	99,62	100,34	99,93	99,82	100,06

Аналитики М. Г. Замуруева (обр. 253 и 248); Г. М. Варшал (обр. 356 и 359) и Г. Соколова.

Кодейский перидотитовый массив

Кодейский массив расположен в западной части гипербазитового пояса, в нижнем течении р. Барлык. Здесь наблюдается ряд массивов, которые прослеживаются из бассейна р. Улуг-Шуй через долину р. Барлык до верховья Малой Аянгаты. Вмещающими породами этого массива являются те же, что и в Актовраке, нижнекембрийские породы. Массив представляет собой пластообразное тело, ориентированное согласно с простиранием вмещающей его толщи. По длинной оси он прослежен на расстояние 12 *км* при ширине около 1 *км*. В центральной части он сложен преимущественно перидотитами (гарцбургитами) и апогарцбургитовыми серпентинитами, среди которых встречаются участки дунитов и пироксенитов. Взаимопереходы между ними плавные. В восточной части Кодейский массив рассечен дайками габбровых пород, ориентированных в субширотном направлении в соответствии с общей вытянутостью массива.

В составе массива мы не встречали совершенно свежих пород. Даже в наиболее слабо серпентинизированных разностях пироксенитов серпентин составляет не меньше 10—15% от общего объема породы. Вообще же серпентинизация наиболее интенсивно проявлена в южной части массива, главным образом в поле распространения дунитов. По мере движения к северу она постепенно ослабевает и в центральной части массива серпентинизация отмечается лишь в зонах трещиноватости.

Другие гипербазитовые интрузии Западно-Тувинского пояса

Кроме описанных выше частично серпентинизированных гипербазитов, в составе пояса имеются хотя и крупные, но почти нацело серпентинизированные интрузии. К числу их относятся Эдыгейский, Хоопсокский и Шагонарский массивы. Все они приурочены к кембрийской эффузивно-осадочной толще.

Эдыгейский массив расположен в 4 *км* к западу от Актовракского перидотитового массива, в правом борту долины Эдыгея. Он образует конкордантное пластообразное тело, ориентированное в широтном направлении в соответствии с простиранием пород вмещающей толщи. Массив имеет в длину около 1 *км* при средней ширине около 300 *м*. Он нацело серпентинизирован, и в краевых его частях наблюдаются тальково-карбонатные породы и листвениты. В ряде мест серпентиниты секутся жилами габбро, вокруг которых наблюдаются тальково-хлоритовые зоны.

Хоопсокский массив находится на левом берегу р. Хемчик, в урочище Хоопсок. Он образует тело длиной около 1 *км* при средней ширине около 200 *м*, сложенное серпентинитами. Характерной особенностью его является наличие большого числа трещин, заполненных магнезитом. В ряде мест массив сечется жилами диоритов.

Шагонарский массив располагается в восточной оконечности Западно-Тувинского гипербазитового пояса, на правом берегу р. Улуг-Хем, в междуречье Эйлиг-Хем — Темир-Суг. Его размеры в длину около 2,5 *км* при ширине от 100 до 250 *м*. Массив сложен преимущественно апоперидотитовыми серпентинитами, представленными в основном хризотилово-антигоритовыми разностями. Апоперидотитовая природа серпентинитов довольно четко устанавливается по наличию участков серпентинизированных перидотитов. В массиве отмечаются также пироксениты в виде небольших линейных и изометрических тел с нечеткими контактами. Размеры их редко достигают 5—8 *м* по большей оси. В серпентинитовой интрузии и здесь наблюдаются жилы габбро-диоритов.

Южно-Тувинский гипербазитовый пояс

Другим крупным гипербазитовым поясом Тувы является Южно-Тувинский пояс. Он прослеживается на протяжении свыше 100 *км*. В него входят самые крупные гипербазитовые массивы, такие как Агардагский, Тарлашкинский, Сольджерский, Улорский, Шурмакский и другие, площадь выходов которых измеряется десятками квадратных километров. В этом поясе известно свыше тридцати массивов ультраосновных пород и большое количество мелких линз серпентинитов. Цепь гипербазитовых массивов тянется в северо-восточном направлении из района оз. Шара-Нур до верховьев р. Улор. Все эти интрузии приурочены к древнему глубинному разлому, вдоль которого произошло внедрение ультраосновной магмы. Вмещающими гипербазитовые интрузии породами являются как кембрийские эффузивно-осадочные образования, так и более древние — протерозойские породы, представленные гнейсами, амфиболитами и мраморами. Здесь же в ряде мест встречаются интрузии более молодых девонских интрузий гранитов, образовавшие весьма разнообразные по составу и структуре гибридные породы.

Агардагский перидотитовый массив

Агардагский перидотитовый массив расположен в юго-западной части Южно-Тувинского гипербазитового пояса близ оз. Шара-Нур и является самым крупным ультраосновным массивом Тувы. Он слагает горный

хребет Агардаг-Тайга и прослеживается в северо-восточном направлении на протяжении около 20 *км*. Благодаря прекрасной обнаженности хребта и наличию глубоких поперечных ущелий, особенно в восточной его части, здесь удается на всем протяжении проследить весь комплекс ультраосновных пород, слагающих массив, и их контактные взаимоотношения.

Перидотитовый массив имеет форму узкой (около 2 *км* в ширину) линзы, выклинивающейся в северо-восточной части. Далее к северу, в направлении горы Карашат, встречаются отдельные изолированные мелкие линзы серпентинитов. Перидотитовый массив залегает в нижнекембрийских зеленокаменных сланцах, образовавшихся в результате метаморфизма эффузивных пород. Нижнекембрийские породы образуют синклиналь, ось которой ориентирована в северо-восточном направлении. Само ультраосновное тело сложено преимущественно антигоритовыми серпентинитами, в центральных частях его присутствуют местами слабо серпентинизированные гарцбургиты. Весьма характерно, что перидотитовые ядра типа актовракских «катышей» хотя и встречаются, но их очень мало.

В центральной части интрузива, вблизи восточного его контакта, среди серпентинитов наблюдаются жилообразные тела крупнокристаллических пироксенитов, в которых размер кристаллов колеблется от 5 до 20 *см*. Жилы имеют тоже северо-восточное направление и прослеживаются в сплошных обнажениях на протяжении 50 *м*. Мощность жил достигает в среднем 5 *м*. В ряде мест гипербазитовая интрузия прорывается дайками диоритов и апофизами гранитов. Последние связываются нами с довольно крупной гранитной интрузией, которая обнажена вблизи юго-западного контакта гипербазитового массива. В гипербазитах довольно часто встречаются жильные диабазы и одиниты.

В серпентинитах массива вблизи восточного контакта в зонах разлома наблюдаются линзы тальково-карбонатных пород, которые вытянуты в направлении хребта и прослеживаются на протяжении 250 *м*. Тальково-карбонатные породы переходят в листвениты. Среди перидотитовой интрузии в разных местах наблюдаются мелкие жилки хризотил-асбеста.

П е р и д о т и т ы. В центральной части Агардакского перидотитового массива наблюдаются слабо серпентинизированные разности перидотитов, представленные гарцбургитами. По мере приближения их к контактам с вмещающими породами серпентинизация увеличивается. Слабо серпентинизированные гарцбургиты составляют 10—15% площади перидотитового массива.

Перидотиты сложены преимущественно оливином ($2V = 90°$, $Ng' = 1{,}703 \pm 0{,}002$; $Np' = 1{,}664 \pm 0{,}002$). В меньшем количестве в них присутствует ромбический пироксен-энстатит ($2V = 66°$; $Ng' = 1{,}672 \pm 0{,}002$; $Np' = 1{,}664 \pm 0{,}002$), который выполняет промежутки между кристаллами оливина. В небольшом количестве встречаются кристаллы хромшпинели, содержащие внутри пойкилитовые включения круглых зерен оливина. Тонкие жилки серпентина в породе представлены обычно хризотиловой разностью. В некоторых образцах, помимо хризотила, присутствует также антигорит, который слагает целые участки породы. По хризотилу и антигориту наблюдается местами развитие талька и игольчатого тремолита. Во всей породе рассеяны мелкие зерна магнетита. Химический анализ перидотита Агардакского массива (см. табл. 2) обнаруживает полную аналогию с составом актовракского перидотита.

С е р п е н т и н и т ы. По мере удаления от центра перидотитовой интрузии наблюдается постепенное увеличение серпентинизации перидотитов. Серпентинит представлен антигоритом. Среди него местами сохранились тонкие жилки хризотила, образующие реликты петельчатой

структуры. Хризотиловый серпентинит явно автометаморфический и возник в начальной стадии серпентинизации. В дальнейшем оливин заместился антигоритом. В центре жилок хризотила обычно присутствует масса мелкозернистого магнетита, который образует цепочки или «шнурки». Внутри петель среди антигорита магнетит обычно почти отсутствует. Химический состав антигоритового серпентинита приведен в табл. 7.

Вблизи восточного контакта гипербазитового массива в зонах разлома в виде линз наблюдаются тальково-карбонатные породы. Эти линзы вытянуты вдоль направления хребта и прослеживаются на протяжении 250 *м*. В восточной части гипербазитового массива наблюдаются шлирообразные участки гранатово-пироксеновых пород, а также гранатово-эпидотовые жилы широтного простирания мощностью 3—5 *м*, которые являются, по-видимому, результатом метаморфической переработки пород типа диоритов, залегающих в виде жил в теле гипербазитового массива.

Приведенные выше данные показывают, что Агардагский гипербазитовый массив по петрографическому составу аналогичен Актовракскому массиву. Единственное, что отличает его, это отсутствие мелких поперечных трещин, которые рассекали бы породу на более мелкие блоки. Этим, вероятно, можно объяснить бедность жилами хризотил-асбеста Агардагского гипербазитового массива.

Шурмакский перидотитовый массив

Шурмакский массив расположен в верховье правого притока р. Улуг-Кускунг-Геле среди пород нижнего кембрия и представляет собой линзообразное межпластовое тело, залегающее согласно с вмещающими породами. Массив вытянут в северо-восточном направлении и имеет длину около 2 *км* и максимальную ширину до 300 *м*. Он сложен преимущественно хризотиловыми серпентинитами, среди которых в краевых частях наблюдаются зоны рассланцевания. В последних серпентиниты нередко карбонатизированы и постепенно переходят в тальково-карбонатные породы и листвениты. Среди серпентинитов наиболее широко распространены хризотиловые разности, содержащие местами бастит, которого иногда так много, что можно говорить об апопироксенитовой природе этих серпентинитов.

Дунитовые интрузии Южно-Тувинского гипербазитового пояса

В составе Южно-Тувинского гипербазитового пояса, кроме перидотитов, присутствует ряд крупных дунитовых массивов. К ним относятся Сольджерский, Тарлашкинский и Улорский массивы. Они расположены в верховье рек Сольджер, Тарлашкин и Улор и отстоят друг от друга на небольшом расстоянии. В петрографическом отношении и по химическому составу (табл. 3) они довольно близки. Это обычно мономинеральные оливиновые породы. Для них характерно присутствие в отдельных участках пироксенитов, которые образовались в результате дифференциации ультраосновной магмы. На петрографический состав дунитов в значительной степени оказали влияние постмагматические гидротермальные растворы, связанные с более поздними кислыми интрузиями. В результате в дунитовых массивах наблюдаются метасоматические образования серпентинита, актинолита, тремолита, хлорита, талька и других минералов.

Таблица 3

Химический состав дунитов Тувы

Компонент	1	2	3	4	Дунит, по Дэли (Заварицкий, 1956)
SiO_2	43,43	39,95	36,39	40,20	40,49
TiO_2	0,07	0,06	0,02	0,04	0,02
Al_2O_3	1,14	Не обн.	1,05	Не обн.	0,86
Fe_2O_3	1,33	3,49	4,39	2,03	2,84
FeO	6,53	5,06	4,88	6,01	5,54
MnO	0,17	0,02	0,03	0,08	0,16
MgO	42,66	40,59	44,02	48,45	46,32
CaO	0,60	2,75	0,41	1,94	0,70
K_2O	0,26	Не обн.	Не обн.	} 0,19	0,04
Na_2O	0,02	»	»	}	0,10
H_2O^-	}	0,36	0,60	0,26	} 2,88
H_2O^+	} 0,24	6,87	7,74	0,78	}
Cr_2O_3	0,48	Не опр.	Не опр.	Следы	—
NiO	Не обн.	»	»	Не опр.	—
SO_3	0,01	»	»	0,12	—
CO_2	Не опр.	Не обн.	0,44	Не обн.	—
P_2O_5	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,05
Потери при прокаливании	2,96	0,40	»	»	—
Сумма	99,90	99,55	99,97	100,10	100,00

Примечание. 1 — дунит из среднего течения р. Сольджер, обр. 138; 2 — дунит из верховьев р. Тарлашкин, обр. 89; 3 — дунит из верховьев р. Улор, обр. 28. 4 — дунит из нижнего течения р. Билин, обр. 77. Аналитик М. Г. Замуруева.

Каахемский гипербазитовый пояс

Каахемский гипербазитовый пояс расположен в верховье правых притоков р. Каахем и приурочен к зоне крупных разломов северо-западного простирания. Общая длина его составляет около 120 *км*. Так же как и в предыдущих поясах, гипербазитовые массивы, слагающие Каахемский пояс, расположены исключительно среди кембрийских отложений, представленных главным образом эффузивными образованиями. В верхней части разреза кембрия наблюдаются терригенные осадки и рифы известняков. Во многих местах встречаются метасоматические кварциты.

Ультраосновные массивы расположены вдоль пояса крайне неравномерно. В промежутках между ними довольно часто наблюдается внедрение более поздних гранитов, образующих иногда крупные массивы. Всего в этом поясе насчитывается около 25 отдельных ультраосновных массивов, причем характерно, что большая их часть располагается в верховье р. Хопто, а остальные — в бассейне р. Ужеп. Из крупных интрузивных тел пояса следует отметить Хоптинский и Ужепский перидотитовые массивы, площадь выходов которых измеряется 12—15 *км*². Большинство массивов и мелких тел гипербазитов в плане имеет форму плоских линз, ориентированных в соответствии с простиранием вмещающих их кембрийских отложений.

Гипербазитовые массивы Каахемского пояса сложены в основном серпентинитами. Лишь в центральных частях наиболее крупных массивов сохраняются участки, в которых обнажаются слабо серпентинизированные первичные перидотиты гарцбургитового состава. В подчиненном количестве присутствуют дуниты и пироксениты, образующие шлиры или жильные тела в перидотитах. Среди серпентинитов преобладают антигоритовые разности. Реже встречаются смешанные хризотилово-антигоритовые серпентиниты. Степень серпентинизации ультраосновных пород, как и в других интрузиях, резко возрастает от центральных участков массивов к их периферии. Среди крупных гипербазитовых массивов пояса в ряде мест известны отдельные жилки хризотил-асбеста. Наибольшая их концентрация наблюдается на правом берегу р. Тапсы. Здесь же, в краевых частях интрузий, встречаются и тальковые породы, которые местами образуют мощные зоны, прослеживаемые по простиранию на сотни метров. Особенно много их обнаружено в пределах Хоптинского и Ужепского массивов. Местами тальк составляет до 70% объема породы.

Восточно-Тувинский гипербазитовый пояс

Восточно-Тувинский гипербазитовый пояс расположен в бассейне р. Билин среди древнего комплекса пород, представленного билинской толщей верхнего протерозоя, состоящей из гнейсов, роговообманковых кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов, а также пород синийского комплекса. Последний представлен здесь харальской свитой, состоящей из сланцев, кварцитов, мраморов и известняков и айлыгской толщей мраморов, актинолитовых и других сланцев.

В составе пояса насчитывается около 10 отдельных интрузий, сложенных преимущественно слабо серпентинизированными дунитами. Изменения в них наблюдаются только вдоль тектонических разломов трещин, по которым проникали гидротермальные растворы, являвшиеся причиной метасоматического замещения их серпентинитами, тремолитовыми и тальково-карбонатными породами. Весьма характерно, что серпентинитовые породы присутствуют здесь только в эндоконтактовых, сравнительно узких зонах и представлены только антигоритовой разностью. Образования хризотила не наблюдается. Это свидетельствует о том, что гидротермальные растворы, поступавшие по тектоническим трещинам, имели довольно высокую температуру.

Все разрозненные дунитовые интрузии однообразны. Они сложены довольно свежим оливином ($2V = 88°$; $Ng' = 1{,}689 \pm 0{,}002$; $Np' = 1{,}654 \pm 0{,}002$), пересеченным мелкими петельчатой формы жилками серпентинитов. Местами в них наблюдаются также отдельные мелкие зерна магнетита. Химический анализ дунита приведен в табл. 3. Там же приведены анализы дунитов из Южно-Тувинского гипербазитового пояса. Из этой таблицы видна полная их аналогия.

Вблизи гранитной интрузии и тектонической зоны дунитовая интрузия, расположенная на правом берегу р. Билин, в значительной степени серпентинизирована и карбонатизирована. Здесь же, в краевой ее части, вдоль тектонической трещины наблюдается довольно мощная (около 150 *м*) тальково-карбонатная зона, которая образовалась в результате воздействия гидротермальных растворов, поступавших по зонам разлома в серпентинизированные дунитовые породы.

ГЛАВНЕЙШИЕ КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСАХ

К главнейшим гипербазитовым интрузиям Тувы, расположенным вдоль глубинных разломов, приурочен ряд нерудных полезных ископаемых. Последнее зависит от степени контактного воздействия на перидотиты со стороны более поздних гранитов. Выяснению роли этих процессов в образовании хризотил-асбеста недавно была посвящена специальная работа (Еремеев, Меренков, Петров, Соколова, 1959). Кроме хризотил-асбеста, с этим же процессом связано образование актинолит-асбеста и талька. Причем весьма важное значение при этих процессах имеет территориальная близость гранитов и ультраосновных интрузий. На примерах месторождений Тувы выявлено, что в тех случаях, когда граниты непосредственно секут гипербазиты, происходит сильное прогревание последних и вокруг гранитов образуются актинолитовые волокнистые амфиболы. В случае расположения гранитоидных интрузий вблизи перидотитов или серпентинитов гидротермальное воздействие на них гранитов несколько ослабевает, хотя и связано с привносом большого количества кремния. В этих же местах среди гипербазитов образуются тальковые месторождения.

При расположении гранитов на некотором расстоянии от перидотитов (1—3 *км*) происходит равномерное пропитывание последних гранитными эманациями, сопровождающееся аллометаморфической серпентинизацией с образованием крупных концентраций хризотил-асбеста. Ниже мы остановимся на примерах образования полезных ископаемых в гипербазитах, связанных с метасоматическими процессами под влиянием гидротермальных растворов.

Локализация роговообманкового асбеста. Образование роговообманкового асбеста, как указывалось выше, связано с наиболее высокотермальным воздействием на гипербазиты со стороны гранитов или пегматитов. Такое асбестообразование широко наблюдается среди серпентинитов Западно-Тувинского (верховья левых притоков р. Хемчик) и Южно-Тувинского гипербазитового поясов (бассейн р. Сольджер). Все эти рудопроявления по условиям образования и качественной характеристике минерального вещества аналогичны. Поэтому остановимся на типичном рудопроявлении роговообманкового асбеста, расположенном в бассейне р. Сольджер.

Здесь на левом берегу реки среди серпентинитов наблюдается пегматитовая жила мощностью около 1 *м*, которая имеет простирание, близкое к меридиональному. По краям ее наблюдаются реакционные зоны, причем у контакта с вмещающими серпентинитами вокруг пегматитовой жилы видны скопления биотита, который образует небольшие зоны. Биотитовые зоны далее от контакта сменяются актинолит-асбестовыми, а последние переходят в тальковую зону. Границы между зонами обычно довольно четко выражены, хотя местами наблюдаются постепенные переходы: минералы одной зоны находятся в некотором количестве в соседней зоне. Мощность этих зон с обеих сторон жилы почти одинакова и составляет вместе с самой жилой около 5—6 *м*. Только в одном (северо-восточном) участке наблюдается расширение тремолитовой зоны в виде раздува мощностью до 1 *м*.

В центральной части пегматитовая жила сложена крупнокристаллическим плагиоклазом — андезином № 35 ($Ng' = 1{,}552 \pm 0{,}002$; $Np' = 1{,}545 \pm 0{,}002$), по которому местами развит вторичный мусковит. В биотитовой зоне наблюдается метасоматическое замещение андезина

альбит-олигоклазом № 15 ($Ng' = 1{,}540 \pm 0{,}002$; $Np' = 1{,}532 \pm 0{,}002$), решетчатым микроклином, эпидотом, кальцитом, а также биотитом ($Ng' = 1{,}658 \pm 0{,}002$; $Np' = 1{,}594 \pm 0{,}002$). Зона актинолит-асбеста сложена поперечным длинноволокнистым ломким актинолит-асбестом, ($Ng' = 1{,}624 \pm 0{,}0023$; $Np' = 1{,}598 \pm 0{,}002$). Химический анализ его, выполненный в лаборатории нерудного отдела ИГЕМ АН СССР, приведен в табл. 4. Там же для сравнения приведены анализы актинолита из района Хооп-Сока в Западной Туве.

Таблица 4

Результаты химических анализов актинолит-асбеста

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO_2	56,76	54,24	H_2O^+	3,23	1,87
TiO_2	Не обн.	Следы	K_2O, Na_2O	Следы	0,31
Al_2O_3	»	2,16	Cr_2O_3	Не опр.	Следы
Fe_2O_3	2,46	1,36	CO_2	0,40	0,51
FeO	4,58	7,28	NiO	Не опр.	0,03
MnO	0,03	0,36	SO_3	»	0,10
MgO	30,58	19,54	Потери при прокаливании	0,88	Не опр.
CaO	0,84	11,91			
H_2O^-	0,59	0,66			
			Сумма	100,35	100,33

Примечание. 1 — актинолит-асбест из серпентинитов, среднее течение р. Сольджер, 2 — актинолит-асбест из серпентинитов, верховья р. Хооп-Сок. Аналитик М. Г. Замуруева.

Составы образцов соответствуют формулам:

1 $(Ca_{0,11}Mg_{6,32}Fe^{2+}_{0,52})_{6,95}Fe^{3+}_{0,26}Si_{7,81}O_{20,52}(OH)_{3,48}$;

2 $(Ca_{1,81}Mg_{4,13}Fe^{2+}_{0,85}Fe^{3+}_{0,14})_{5,12}(Al_{0,37}Si_{7,65})_{0,82}O_{21,63}(OH)_{2,37}$.

Тальковая зона в более центральной части сложена почти чистым стеатитовым тальком ($Ng' = 1{,}578 \pm 0{,}002$; $Np' = 1{,}542 \pm 0{,}002$). Среди мелкочешуйчатых его листочков наблюдаются кое-где реликтовые образования актинолита и очень редко магнетит в виде отдельных единичных зерен.

В результате внедрения пегматита произошла, с одной стороны, десиликация самого расплава, давшего жилу, с другой — изменение вмещающих пород с образованием реакционных зон. Подобные процессы подробно описаны А. Е. Ферсманом (1925) в Изумрудных копях на Урале. Вопросу десиликации гранитных пегматитов посвящена специальная работа К. А. Власова (1938), в которой довольно четко и ясно описывается образование пегматитов такого типа. Нами на примере описанной жилы в бассейне р. Сольджер еще раз подтверждается правильность теории десилицированных пегматитов.

Л о к а л и з а ц и я т а л ь к о в о й м и н е р а л и з а ц и и. Образование талька, как это показано А. Г. Бетехтиным (1953_1), обязано воздействию кислых гидротермальных растворов, связанных с гранитами, расположенными вблизи перидотитов. Среди ультраосновных интрузий Тувы талькообразование имеет весьма широкое распространение во всех поясах и редко встречаются крупные интрузии, лишенные талька. Наибольшее число их приурочено обычно к краевым частям массивов, тяготеющим и к более молодым кислым интрузиям.

Реже встречается тальк в виде реакционных зон вокруг жил габбродиорита или пегматита, залегающих в гипербазитах.

Крупнейшие из тальковых образований Тувы следующие: 1) тальковые камни в верховьях р. Хемчик, 2) талькиты и тальковые камни в районе Актовракского месторождения хризотил-асбеста; 3) талькиты в бассейне р. Чаахоль; 4) тальковые камни в верховье р. Хопто; 5) тальковые камни хребта Агардаг-Тайга; 6) тальковые камни в бассейне р. Шурмак; 7) улорское месторождение талькового камня; 8) тальковые камни нижнего течения р. Билин; 9) талькиты р. Сольджер и Тарлашкин и др. (см. фиг. 1). Наиболее интересными тальковыми породами являются выходы их в северной и западной частях Актовракской гипербазитовой интрузии, где они представлены талькитами и тальковыми камнями.

Талькиты обнажаются в северном эндоконтакте гипербазитовой интрузии, в зоне тектонических нарушений, где они образуют небольшую талькитовую полосу до 2 *м* мощности. Образование этих талькитов связано с движением растворов, которые проходили по открытой тектонической трещине в условиях свободной циркуляции. Тальк, слагающий породы, маложелезистый ($Ng' = 1{,}576 \pm 0{,}002$; $Np' = 1{,}540 \pm 0{,}002$); по структуре он близок к стеатитам и в большинстве случаев довольно чистый.

Тальковые камни расположены к западу от перидотитовой интрузии, где прослеживаются полосой протяжением около 150 *м* при ширине около 75 *м*. Они представлены тальково-магнезитовой породой, которая образовалась в результате биметасоматического изменения серпентинитов на контакте их с нижнекембрийскими сланцами под влиянием гидротермальных растворов. Такие процессы талькообразования характерны для большинства тальковых месторождений Тувы.

Образование талька в виде реакционных жил вокруг пегматитовых нами было рассмотрено выше при описании актинолит-асбеста.

Из табл. 5 химического состава талькитов и тальковых камней видно, что талькиты Тувинских месторождений довольно близки между собой, а также с талькитами известного Джетыгаринского месторождения на Урале и Онотского в Восточной Сибири. Тальковые камни также в общем довольно близки между собой, и лишь в обр. 262 из Агардагского месторождения в большем количестве содержится Fe_2O_3 и в особенности CaO, что делает их малопригодными для использования в промышленности. Наибольшей белизной обладают талькиты и тальковые камни Актовракского месторождения (табл. 6). Все остальные талькиты в общем довольно близки между собой и обладают хорошими качествами. В табл. 6 приводятся требования к талькитам для керамической промышленности и рядом даны соответствующие показатели тувинских талькитов.

Из этих данных видно, что талькиты и тальковые камни Актовракского и Билинского месторождений могут найти широкое применение в керамической промышленности. Они могут быть использованы для изготовления авто- и авиасвечей, высоковольтных изоляторов, кислотной и щелочеупорной аппаратуры, а также керамических абразивных кругов, мелкого лабораторного оборудования и др. Тальки других месторождений характеризуются более низкими качествами, но и они могут найти применение в ряде отраслей промышленности. Учитывая наиболее благоприятное географическое расположение Актовракского талькового месторождения, а также нахождение его вблизи известного одноименного месторождения хризотил-асбеста, нам представляется, что это месторождение в настоящее время является первоочередным для постановки разведочных работ

Таблица 5

Химический состав талькитов и тальковых камней (в вес. %)

Компонент	Талькиты			Тальковые камни			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	59,29	58,29	59,30	35,85	28,89	35,96	29,82
TiO_2	0,00	0,06	Не обн.	Следы	Не обн.	0,02	Не обн.
Al_2O_3	1,49	2,20	1,01	0,22	1,56	1,37	1,62
Fe_2O_3	1,08	0,20	1,00	1,15	1,48	2,83	1,84
FeO	4,13	5,39	2,87	5,08	5,07	4,07	5,02
MnO	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	Не опр.
MgO	28,82	25,56	29,45	34,40	36,55	30,53	35,63
CaO	0,03	3,34	0,36	0,62	0,11	3,52	Не опр.
Na_2O	} 0,08	0,24	} 0,31	0,11	0,22	0,30	»
K_2O		0,76					
H_2O^+	4,18	2,84	4,49	3,95	4,72	3,45	} 0,26
H_2O^-	0,16	0,85	0,12	0,54	0,23	0,26	
CO_2	0,00	Не обн.	0,20	17,03	21,10	17,45	Не опр.
S	Не опр.	Не опр.	0,29	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»
Cr_2O_3	»	»	0,15	»	»	»	»
NiO	»	»	0,03	»	»	»	»
Потери при прокаливании	0,45	»	0,31	0,55	»	»	»
Сумма . . .	99,73	99,75	99,91	99,51	99,97	99,77	99,71

1 — месторождение Актоврак, обр. 850; аналитик М. Г. Замуруева; 2 — среднее течение р. Сольджер, обр. 134; аналитик М. Г. Замуруева; 3 — месторождение Джетыгора, по Петрову и Соколовой, 1957; 4 — месторождение Актоврак, обр. 857; аналитик М. Г. Замуруева; 5 — нижнее течение р. Билин, обр. 70; аналитик М. Г. Замуруева; 6 — хребет Агардаг-Тайга, обр. 262; аналитик М. Г. Замуруева; 7 — верховья р. Улар, по В. М. Моралеву

Таблица 6

Качественная характеристика талькитов и тальковых камней Тувинской АССР (в %)

Показатель	Сорт		Месторождение				
	I керамический	II керамический	Актовракское	Билинское	Сольджерское	Агардаг-Тайгинское	Улорское
Общее содержание Fe_2O_3, не более . .	6	8	6,2	6,5	5,6	6,9	6,8
MgO, не менее	28	27	34,4	36,5	25,5	30,5	35,0
CaO, не более	0,5	0,8	0,6	0,1	3,3	3,5	—
П. п. п., не более	6	8	5,0	5,0	3,7	3,7	3
Белизна	—	—	100	77	93	86	—

Локализация хризотил-асбеста. Генезис хризотил-асбеста лучше всего определяется в наиболее крупном в Туве Актовракском месторождении, образование которого связано с интенсивным воздействием кислых гидротермальных растворов на автометаморфически серпентинизированные перидотиты. Эти растворы поступали в массив извне по поперечным трещинам, которые образовались в результате тектонических подвижек уже консолидированного массива, при которых весь массив оказался рассеченным сеткой трещин на блоки 3—5—15 *м* и более в поперечнике. В результате воздействия растворов, двигавшихся по трещинам, блоки перидотита вдоль стенок были нацело серпентинизированы и только в центре таких блоков сохранились незатронутыми отдельные участки округлой или эллипсоидальной формы — упомянутые выше «катыши». Это явно аллометаморфический процесс.

По расположению и характеру трещины, выполненные асбестом, напоминают контракционные. Природа хризотил-асбестовых жилок доказывается вытянутостью жил, согласной с вытянутостью самого серпентинового участка. Образование асбеста произошло в период остывания магматического тела и прекращения поступления асбестообразующих растворов. Этот вопрос подробно освещен в специальной нашей статье (Еремеев, Меренков, Петров, Соколова, 1959). При остывании интрузии происходит процесс сжатия с расширением контракционных трещин, заполняющихся неподвижным стареющим «асбогелем», за счет которого, как это показал Б. Я. Меренков (1958), и формируются поперечно-волокнистые асбестовые жилки. Характерно, что серпентинизация и асбестизация Актовракского массива распределяются одинаково по всей его площади, что говорит о равномерном проникновении растворов в массив. В Актовраке мы не встречаем в непосредственном контакте с ультраосновными породами крупных гранитных интрузий, как это наблюдается в других местах Тувы (хребет Агардаг-Тайга) или на Урале (Баженово, Джетыгара).

В Актовракском месторождении гидротермальные растворы можно связывать с интрузиями гранитов (массивы рек Алаша и Эдыгея), расположенных в 3—4 *км* от гипербазитового массива, апофизы которых находятся в непосредственной близости от серпентинитов. Такое удаление главных действующих интрузий определяет равномерность пропитывания гипербазитов гранитными эманациями.

Жилки хризотил-асбеста располагаются среди аллометаморфических серпентинитов, выполняя бывшие контракционные трещины. Они обычно имеют поперечно-волокнистое строение. Длина волокна асбеста колеблется от нескольких миллиметров до 10—12 *см*. Волокна асбеста в массе имеют желто-зеленый, светло-зеленый, серебристо-белый, реже травяно- или изумрудно-зеленые тона. Показатели преломления асбеста $Ng' = 1{,}547$; $Np' = 1{,}536$; плеохроизм слабый; Ng' — желто-зеленый, Np' — светло-зеленый. Иногда встречается буроватый асбест, окраска которого обусловлена, по-видимому, окислением железа. Химический анализ зеленого хризотил-асбеста (обр. 258), выполненный в лаборатории ИГЕМ АН СССР, приведен в табл. № 7.

Там же приведены анализы асбеста Актовракского месторождения (обр. 1), выполненные в лаборатории Мосгеолнерудтреста, а также анализы асбеста из Баженовского и Ильчирского месторождений. Из этих данных видно, что по химическому составу Актовракский асбест аналогичен обоим этим асбестам. В отличие от серпентинитов и серпофитов здесь содержится в значительно меньшем количестве железо. Среди жилок хризотил-асбеста различаются простые и сложно оторочённые жилки и так называемый мелкопрожил.

Таблица 7

Результаты химического анализа серпентинитов, серпофитов и хризотил-асбеста

Компонент	Серпентиниты		Серпофиты		Хризотил-асбест				
	Актоврак		Актоврак	Агардаг-Тайга	Актоврак		Шурмак	Баженово Урал	Ильчир БАСР
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	38,85	40,57	41,42	41,46	41,74	41,60	42,42	42,08	42,21
TiO_2	0,30	0,01	0,01	0,02	0,04	Не обн.	Не обн.	Следы	Следы
Al_2O_3	0,25	0,33	0,00	0,14	0,48	1,22	0,49	0,86	0,72
Fe_2O_3	3,52	3,02	3,24	2,90	1,41	0,64	2,42	1,26	1,09
FeO	0,23	Следы	0,00	0,31	0,46	0,72	2,48	0,44	0,34
MnO	0,03	0,37	0,01	0,03	0,04	Следы	Не опр.	0,04	0,04
MgO	40,38	40,47	36,41	38,95	41,32	41,31	38,82	40,85	41,23
CaO	1,29	0,47	5,06	0,25	0,54	0,40	Не опр.	Не обн.	Следы
Na_2O } K_2O	0,17	0,09	0,20	0,41	0,12 Не обн.	Не обн.	»	» 0,09	0,13 0,03
H_2O^+	12,24	12,56	12,64	13,29	13,05	13,17	12,85	13,07	12,88
H_2O^-	0,11	0,44	0,04	1,56	0,88	1,22	0,44	1,11	0,71
P_2O_5	0,19	0,18	0,06	Не опр.	Следы	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO_2	2,04	0,52	0,32	0,32	Не опр.	»	»	Не обн.	Нет
Cr_2O_3	0,12	0,26	0,00	Не обн.	Не опр.	»	»	»	Следы
NiO	0,16	0,17	0,08	Следы	0,13	0,12	»	0,16	0,22
S	0,08	0,08	0,05	0,01	Не опр.	Не опр.	»	Не обн.	Не опр.
Потери при прокаливании	0,32	0,52	0,51	Не опр.	Не опр.	»	»	0,48	0,61
Сумма . . .	100,28	100,06	100,05	99,95	100,21	99,91	99,92	100,44	100,21

1—2—серпентиниты месторождения Актоврак, обр. 252 и 247; 3—серпофит, месторождение Актоврак; 4—серпофит из хребта Агардаг-Тайга, обр. 213; 5—хризотил-асбест месторождения Актоврак, обр. 258; 6—хризотил-асбест месторождения Актоврац (по Татаринову, Кузнецову и Филатову, 1934); 7—хризотил-асбест месторождения Шурмак. обр. 198; 8—хризотил-асбест Баженовского и 9 — Ильчирского месторождений (по Соболеву, 1954).

Аналитики: М. Г. Замуруева (1—4), Т. М. Митюшина (5), Н. В. Левенфиш (6) и В. М. Некрасова (7).

Длина волокна асбеста в простых отороченных жилах достигает 70—100 *мм*; обычно же волокна имеют длину 18—25 *мм*. Мощность змеевиковых оторочек около этих жил в несколько раз (по ряду наблюдений примерно в 6 раз) превосходит мощность самих жил. Сложноотороченные жилки являются преобладающим типом жил на месторождении.

Мощность их достигает 10—30 *мм* и редко более. Вместе с серпентинитовыми оторочками мощность их достигает 60—100 *см*. Простые и сложные отороченные жилы являются единственным источником получения длинноволокнистого асбеста.

Длина волокна жилок асбеста, составляющих мелкопрожил, обычно колеблется от 1 до 3—4 *мм*. Руда типа мелкопрожила дает наиболее коротковолокнистый асбест. Следует указать, что его на месторождении мало. По своему качеству Актовракский асбест аналогичен асбестам Баженовского месторождения.

Исследования физико-механических свойств хризотил-асбеста Актовракского месторождения в нескольких образцах показало величину временного сопротивления растяжению от 275 до 308 *кг/мм²*. Прочность деформированного волокна 177 *кг/мм²*, удельный вес 2,573. По прочности его можно отнести к категории нормального хризотил-асбеста, т. е. асбеста высокой прочности.

Из сравнения химического состава гипербазитов с серпентинитами, серпофитами и хризотил-асбестом (см. табл. 2 и 7) отчетливо видно, что в результате серпентинизации из перидотита выносятся магний, железо, но зато наблюдается привнос значительного количества воды. Остальные компоненты в общем не претерпевают существенных изменений.

Крупными и перспективными месторождениями хризотил-асбеста такого же генезиса являются Шурмакское и Кодейское. Правда, до сих пор они слабо исследованы и их практическая значимость не выяснена. Весьма важной особенностью этих месторождений является удобное географическое расположение, так как они находятся вблизи хороших дорог. Так, Шурмакское или Кускунугское месторождение находится в 8—10 *км* от автомобильной дороги Самагалтай-Кызыл, а Кодейское месторождение расположено в 40 *км* южнее Актовракa. В этих месторождениях асбест представлен простыми и сложно оторочеными жилами мощностью от 3—5 до 20—30 *мм*, которые приурочены к серпентинизированным перидотитам (гарцбургитам). Химический анализ Шурмакского хризотил-асбеста приведен в табл. 7. Из этой таблицы видна полная его аналогия с Актовракским хризотил-асбестом. Аналогичен он с ним и по физико-механическим свойствам.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ АСБЕСТА И ТАЛЬКА, ИХ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ И ПРОГНОЗ

Месторождения актинолит-асбеста в Туве, приуроченные к гипербазитам, образуются на контактах с пегматитовыми жилами в виде реакционных зон. Последние обычно имеют небольшие размеры и мощность не более 1 *м*. Поэтому месторождения такого типа вряд ли представляют практический интерес. Кроме выявленных проявлений актинолит-асбеста в бассейнах рр. Сольджер и Хемчик, в Туве могут быть обнаружены новые проявления в районах распространения гипербазитовых интрузий и расположенных вблизи них более поздних гранитов и, в особенности, пегматитов, которые обычно генетически связаны с последними. Наиболее перспективным районом для поисков актинолит-асбеста может явиться Каахемский гипербазитовый пояс.

В образовании месторождений хризотил-асбеста Тувы наблюдаются следующие ярко выраженные закономерности.

1. Главнейшей из них является приуроченность хризотил-асбеста только к крупным ультраосновным интрузиям перидотитового состава. До сих пор в Туве не известно образований хризотил-асбеста в интрузиях дунитового или пироксенитового состава.

2. Другим весьма важным признаком наличия месторождений хризотил-асбеста является присутствие вблизи перидотитовой интрузии более поздних кислых интрузий гранитного или диоритового состава.

3. Очень важным условием, пожалуй, не менее важным, чем предыдущие, является наличие постсерпентинизационных, но дорудных тектонических разломов, которые нарушили бы сплошность интрузивного тела и образовали как продольные, так и поперечные трещины и этим создали условия для проникновения гидротермальных растворов. Последние яв-

ляются основным фактором, контролирующим размещение хризотил-асбеста.

Исходя из этих положений, поиски новых месторождений следует проводить в районах распространения крупных гипербазитовых интрузий перидотитового состава, вблизи которых находятся более поздние кислые интрузии, с которыми связываются гидротермальные растворы, способствующие образованию хризотил-асбеста. Заслуживают внимания Кодейское и Шурмакское проявления хризотил-асбеста.

В качестве перспективных районов для поисков хризотил-асбеста следует указать на южную ветвь Западно-Тувинского гипербазитового пояса, где, как указывалось выше, имеются крупные перидотитовые интрузии с выходами вблизи более молодых гранитов. Есть сведения о наличии хризотил-асбеста в районе верховья р. Хопто и по р. Ужеп.

Тальковые образования распространены значительно шире асбеста. Они обычно приурочены к краевым частям гипербазитовых интрузий различного состава, но непременным условием является присутствие вблизи них более поздних кислых интрузий, с которыми связаны гидротермальные кислые растворы.

Тальки образуются и в виде реакционных зон вокруг жильных кислых интрузий. Последние, однако, промышленного интереса не представляют. Наиболее важными в практическом отношении могут являться тальки Актовракского месторождения. Для поисков новых тальковых месторождений наиболее перспективен также Каахемский гипербазитовый пояс.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Широко распространенные гипербазитовые интрузии Тувы приурочены к крупным региональным разломам и образуют гипербазитовые пояса: Западно-Тувинский, Южно-Тувинский, Каахемский и Восточно-Тувинский. С гипербазитовыми интрузиями связано образование хризотил- и амфибол-асбестов, а также тальковых месторождений. В образовании этого минерального сырья наблюдаются определенные закономерности, а также намечаются критерии их локализации.

На примерах месторождений Тувы выявлено, что в тех случаях, когда граниты непосредственно секут гипербазиты, происходит сильное прогревание последних и вокруг гранитов или пегматитовых жил, с ними связанных, образуются актинолитовые волокнистые амфиболы. В случае расположения гранитов вблизи перидотитов или серпентинитов гидротермальное воздействие на них несколько ослабевает, хотя и связано с привносом большого количества кремния. В этих местах среди гипербазитов образуются тальковые месторождения. При расположении гранитов на некотором расстоянии от перидотитов (1—3 *км*) происходит равномерное пропитывание последних гранитными эманациями, которое сопровождается при этом аллометаморфической серпентинизацией с образованием крупных концентраций хризотил-асбеста.

Для образования хризотил-асбеста крайне важен перидотитовый состав гипербазитовой интрузии. Ни в одной дунитовой или пироксенитовой интрузии проявлений хризотил-асбеста не обнаружено. Асбестообразование происходит только в крупных интрузиях, в мелких телах оно отсутствует.

Весьма важным критерием локализации хризотил-асбеста является также наличие не только продольных глубинных разломов, но и в особенности частых поперечных, рассекающих перидотитовое тело на отдельные крупные блоки. Вдоль этих трещин происходило движение гидротермальных растворов, которые и способствовали образованию хризотил-асбеста. На основании этих данных можно наметить наиболее перспективные рай-

оны для поисков новых асбестоносных массивов. К ним относятся в первую очередь интрузии, расположенные в южной части Западно-Тувинского гипербазитового пояса.

Роговообманковые разности асбеста типа актинолит-асбеста приурочены к пегматитовым жилам, залегающим в перидотитовых интрузиях. Вокруг этих жил обычно наблюдаются реакционные зоны; причем у контакта пегматита с вмещающими породами видна концентрация биотита, который образует небольшие зоны вокруг пегматитовой жилы и несомненно образуется на месте пегматита. Биотитовые зоны далее от контакта сменяются актинолит-асбестовыми зонами, а последние переходят в тальковые. Крупных промышленных месторождений в Туве этот тип асбеста не образует. Новые месторождения могут быть обнаружены в ультраосновных интрузиях, расположенных вблизи более молодых гранитных интрузий, с которыми генетически обычно связаны пегматитовые жилы.

Тальковые месторождения в Туве обычно приурочены к ультраосновным интрузиям и образовались под влиянием гидротерм, генетически связанных с кислыми интрузиями. Из известных месторождений Тувы этого типа наибольший практический интерес представляет Актовракское месторождение. Реже встречается тальк, связанный непосредственно с внедрением в ультраосновные породы жил пегматитов и габбро-диоритов, вокруг которых и образуются тальковые зоны. Последние не образуют крупных промышленных скоплений и потому не представляют практического интереса.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Н. С. Круцко

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА В ПЕРИДОТИТОВО-СЕРПЕНТИНИТОВОЙ ПОЛОСЕ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Начиная с 40-х годов прошлого столетия, Восточный Саян неоднократно изучался рядом геологов, в числе которых были такие крупные ученые, как А. Д. Черский, В. А. Обручев, С. В. Обручев и др. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые Восточного Саяна изучаются с 1915 г. (Лодочников 1916; Гокоев, 1932; Соболев, 1930, 1934, 1940). В последнее время здесь проводятся систематические исследования Иркутским и Бурятским геологическими управлениями. В результате этих исследований к настоящему времени в Восточном Саяне выявилась перидотитово-серпентинитовая полоса ультраосновных пород, представляющая часть протянувшегося на 1500 *км* от Джиды до Горного Алтая Монголо-Саянско-Алтайского гипербазитового пояса, а также асбестоносная провинция, перспективные запасы которой по имеющимся данным не менее, чем вдвое превышают разведанные. Суммирование сведений по закономерностям размещения хризотил-асбестового оруденения в Восточном Саяне поможет дальнейшим исследованиям асбестоносности этого региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОГО САЯНА И РАСПРОСТРАНЕНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ

Примыкающая к асбестоносной провинции часть Восточного Саяна представляет высокогорную страну (1300—1800 *м*) с густой гидрографической сетью. Геоморфологические особенности этого района в основном определились третичным поднятием древнего плоскогорья, покрытого базальтами, сопровождавшимся интенсивными эрозионными и ледниковыми процессами. В результате здесь наряду с резкими альпийскими формами рельефа существуют также сглаженные ледниковые формы, образовавшиеся под воздействием четвертичного оледенения. В долинах и на склонах гор широко распространены ледниковые отложения, а на водоразделах и вершинах гор сохранились конгломераты и базальты третичного плато.

Древние докембрийские и палеозойские породы сложно дислоцированы и метаморфизованы в результате проявления ряда докембрийских и каледонского циклов тектогенеза, а также внедрения многочисленных интрузий от ультраосновных до кислых.

Архейские метаморфические породы представлены в районе разнообразными кристаллическими сланцами и гнейсами. Протерозойская

толща общей мощностью до 10 000 *м*, состоящая из метаморфических сланцев, гнейсов, кварцитов, известняков и доломитов, расчленяется на ряд свит — окинскую, ильчирскую, гарганскую и др. Палеозойские породы (кембрий, ордовик, силур?) общей мощностью до 4000 *м* представлены в основном кварцитами, конгломератами, песчаниками, сланцами и известняками.

Изверженные породы архейского магматического цикла представлены гранитами и гранито-гнейсами, протерозойского — ультраосновными породами и гранитоидами. Более поздние интрузии представлены каледонским комплексом ультраосновных и основных пород и саянским комплексом диоритов, сиенитов и их жильной свитой. Представления о времени становления ультраосновных пород еще требуют уточнения; у предыдущих исследователей на этот счет существовали самые противоречивые воззрения. Наиболее вероятным в настоящее время представляется подразделение ультраосновных пород Восточного Саяна на две возрастные группы, что увязывается и с некоторым пространственным их разобщением: оспинский комплекс ультраосновных пород протерозойского возраста и боксонский комплекс ультраосновных и основных пород каледонского цикла. Выходы ультрабазитов приурочены в основном к осадочно-метаморфическим породам — хлоритовым сланцам, кварцитам, углисто-карбонатным породам и лишь изредка к архейским гранитам.

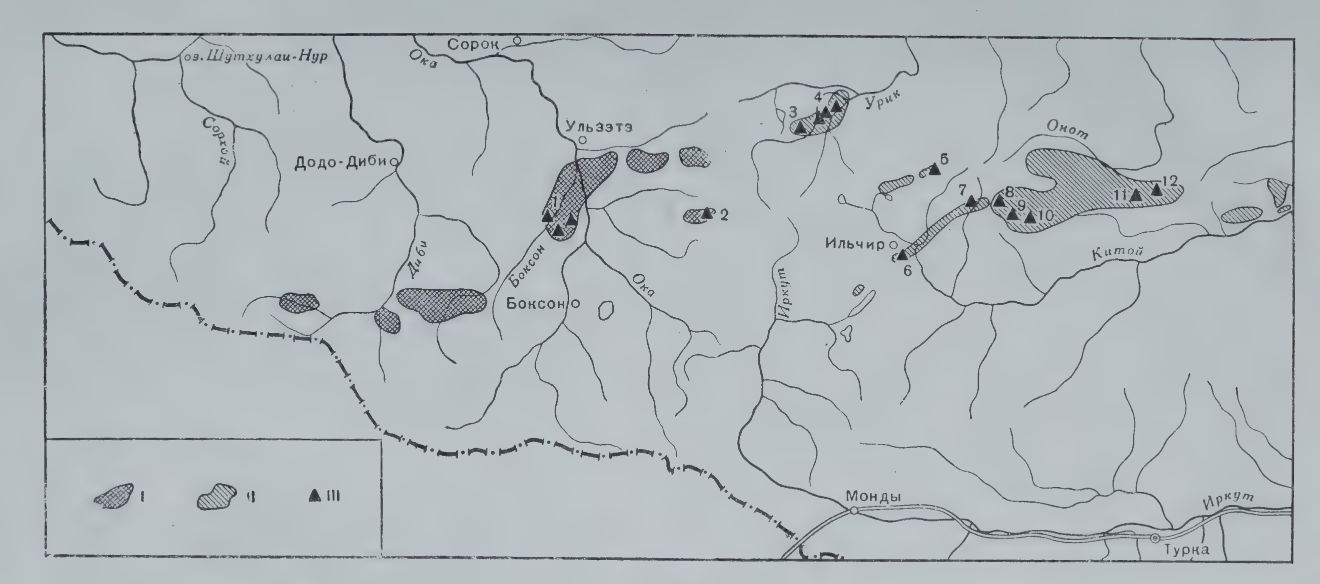
Саянская перидотитово-серпентинитовая полоса, расположенная в верховьях Оки, Иркута и Китоя, приурочена к глубинному долгоживущему разлому, заложенному на стыке архейских жестких масс и протерозойских складчатых структур. Этот разлом, имеющий грубо широтное направление, согласное с направлением структур, и обусловил размещение вытянутых в широтном направлении массивов ультраосновных и основных пород (фиг. 1). Эти массивы обычно тяготеют к вершинам возвышенностей и гольцов, что обусловлено их устойчивостью к выветриванию.

В западной части полосы, примыкающей к Боксонскому синклинорию, на протяжении 80 *км* от бассейна Оки до верховьев Диби по линии, имеющей запад-юго-западное направление, расположены шесть крупных и ряд мелких массивов перидотитово-габбровых и диабазовых пород боксонского магматического комплекса. С этой ветвью гипербазитовой полосы смыкаются лишь два массива, расположенных в верховьях рек Гаргана и Урика и сложенных преимущественно ультраосновными породами, в связи с чем они, вероятнее, относятся к оспинскому комплексу.

В восточной части Саянской полосы в широтном направлении, на протяжении 70 *км* от среднего течения Китоя до оз. Ильчир, протягивается вторая ветвь гипербазитов, представленная ультраосновными породами оспинского комплекса и включающая крупнейший Оспинско-Китойский массив. К западу от этой части полосы отходит небольшая ветвь, включающая Самартинский и Улан-Хардыкский ультраосновные массивы.

В западной части Саянской гипербазитовой полосы интрузивные массивы представлены породами боксонского комплекса и лишь в подчиненном количестве содержат перидотиты и серпентиниты. Главное развитие здесь имеют основные породы — габбро, габбро-порфириты, диабазы. Массивы восточной половины Саянской полосы, представленные породами оспинского комплекса, сложены дунитами, перидотитами и их метаморфическими производными — серпентинитами и тальково-карбонатными породами.

Размеры отдельных тел ультраосновных пород варьируют в широких пределах, от сотен метров до 10 × 30 *км* (Оспинско-Китойский массив). Строение массивов в общем зональное: центральные их части сложены дунитами и перидотитами, переходящими к периферии в серпентиниты



Фиг. 1. Схематическая карта расположения основных и ультраосновных массивов и асбестопроявлений в Восточном Саяне

I — массивы боксонского габбро-перидотитового комплекса (преимущественно основные интрузии); *II* — массивы оспинского ультраосновного комплекса (преимущественно ультрабазитовые интрузии); *III* — асбестопроявления: *1* — Боксонское, *2* — Гарганское, *3* — Мунконовское, *4* — Хара-Желгинское, *5* — Самартинское, *6* — Ильчирское; *7* — Арлык-Гольское, *8* — Оспин-Дабанское, *9* — Саган-Сарское, *10* — Гарлык-Дабан-Желгинское, *11* — Гарлык-Гольское, *12* — Доде-Гарлыкское

и тальково-карбонатные породы. В ряде случаев ультраосновные массивы секутся более молодыми гранитоидами или последние обнажаются с ними по соседству. В видимой связи с этими гранитоидами находится интенсивный метаморфизм ультраосновных пород.

К ПЕТРОГРАФИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультраосновные породы Саянской перидотитово-серпентинитовой полосы уже были охарактеризованы в литературе. Тем не менее целесообразно суммировать материал, накопленный за последние годы, и кратко охарактеризовать наиболее распространенные разновидности ультрабазитов и их метаморфические производные. Все эти породы весьма близки к аналогичным породам других асбестоносных провинций.

Д у н и т ы — темноокрашенные массивные мелкозернистые породы, обычно на 95% состоят из оливина; 2—3% в них составляет хромшпинелид и примерно в таком же количестве в некоторых разностях присутствует энстатит. В серпентинизированных в той или иной степени дунитах присутствуют также хризотил, антигорит, карбонаты, тальк, магнетит. Переходы между свежими и серпентинизированными разностями дунитов постепенные. Панидиоморфнозернистая структура дунитов при серпентинизации переходит в петельчатую или сетчатую. Химический состав дунитов центральной части массива Улан-Хардык приведен в табл. 1.

П е р и д о т и т ы преимущественно представлены гарцбургитами, значительно менее распространены лерцолиты и верлиты. Количество пироксена в гарцбургитах в среднем составляет 15—25% (изредка доходит до 40%), но встречаются часто гарцбургиты с единичными зернами пироксенов. Колебания в содержании пироксена в гарцбургитах не подчиняются какой-либо видимой закономерности и повсеместно наблюдаются постепенные взаимные переходы бедных и богатых пироксеном разностей. Помимо оливина (50—80%) и энстатита или гиперстена (15—40%), среди первичных магматических минералов гарцбургита присутствуют хромшпинелид (до 1—2%) и диопсид (изредка встречающиеся зерна). Перидотиты в той или иной степени серпентинизированы. Под микроскопом не удается обнаружить разности, серпентинизированные менее, чем на 20%. Из постмагматических минералов, помимо серпентина-хризотила, или антигорита присутствуют бастит, карбонаты, магнетит и др. Структуры гарцбургитов определяются взаимоотношениями двух главных породообразующих минералов — оливина и энстатита. Наиболее характерна порфировидная (энстатит во вкрапленниках, до 6 *мм*), панидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая структуры. В серпентинизированных разностях микротекстура петельчатая. Представление о химическом составе гарцбургитов дают химические анализы образцов, отобранных в Ильчирском массиве (см. табл. 1).

С е р п е н т и н и т ы (более 70% серпентина) — плотные, довольно вязкие серовато-зеленые и зеленые породы с неровным изломом и многочисленными зеркалами скольжения. Серпентинизация в массивах проявляется неравномерно: по направлению от центров массивов ультрабазитов к их периферии интенсивность серпентинизации постепенно возрастает (закономерностей изменения серпентинизации с глубиной не установлено). Ближе к периферии массивов ультрабазитов распространены карбонатизированные оталькованные или сланцеватые и перекристаллизованные разности серпентинитов. Для апоперидотитовых серпентинитов характерна одинаковая степень серпентинизации оливина и пироксенов. В распространении наиболее характерных разновидностей — хризотилово-антигоритовых, баститово-антигоритовых, хризотилово-антигори-

Таблица 1

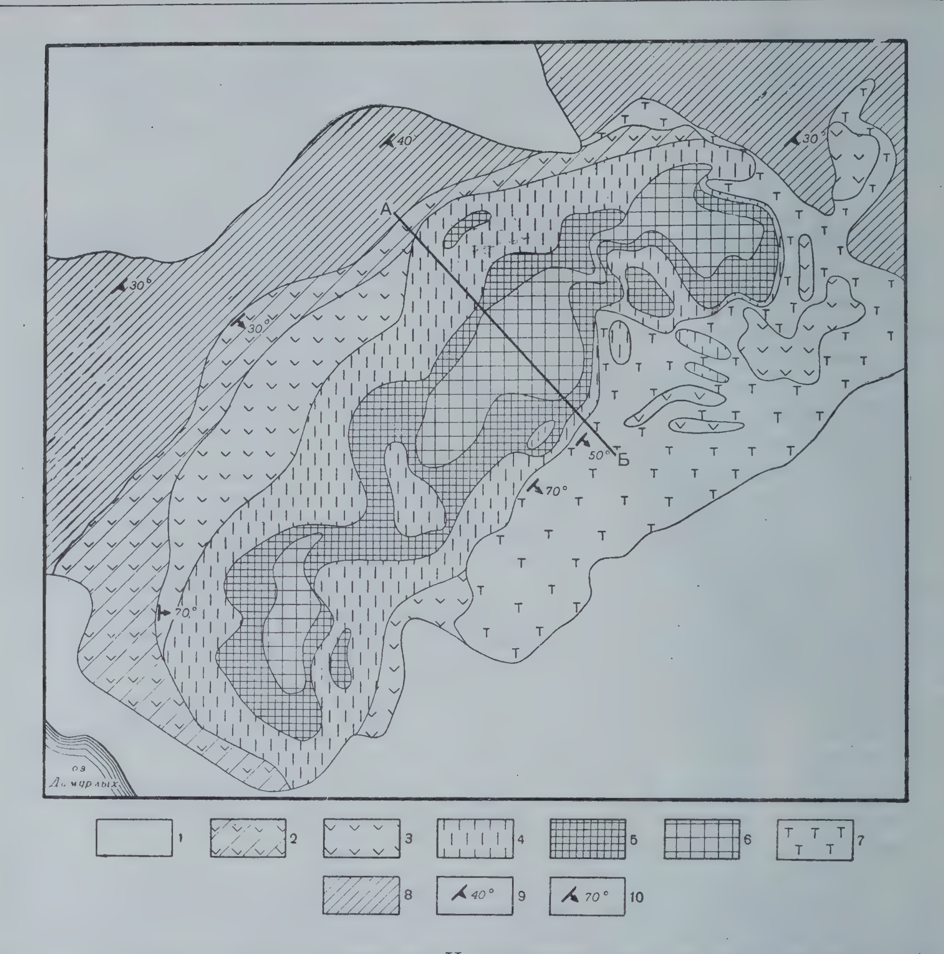
Химический состав ультраосновных пород и их метаморфических производных (в вес. %)

Компонент	Гора Улан-Хар-дык, дунит	Ильчирский массив					
		Гарцбургит, серпентинизированный на 50%	Гарцбургит, серпентинизированный на 20%	Серпентинит хризотилово-серпофитовый	Серпентинит антигоритово-бруситовый	Карбонатно-талькова порода	Тальково-карбонатная порода
SiO_2	39,03	35,80	34,99	36,79	31,54	34,27	14,89
Al_2O_3	0,65	1,66	2,27	1,85	2,46	1,75	2,37
Cr_2O_3	0,84	0,27	0,22	0,27	0,22	0,32	0,21
Fe_2O_3	0,88	3,07	2,39	2,60	5,50	0,50	0,08
FeO	3,92	1,17	1,70	1,70	2,86	4,50	4,79
MnO	0,71	1,01	0,08	0,07	0,08	0,03	0,04
MgO	46,17	43,75	42,31	42,08	41,92	35,71	40,61
CaO	—	—	—	0,28	—	0,20	0,12
R_2O	—	—	1,61	—	0,92	—	—
Потери при прокаливании	7,40	14,15	14,23	13,69	14,70	23,01	36,35
Сумма . . .	99,60	99,88	99,80	99,33	100,20	100,29	99,46
H_2O^-	0,65	0,78	0,62	0,78	0,90	0,07	—

Аналитик И. М. Константинова

товых, серпофитовых и антигоритово-бруситовых каких-либо закономерностей пока не выявлено. Из первичных минералов в серпентинитах наблюдаются реликты оливина, пироксенов и хромшпинелид. Вторичные минералы: хризотил, антигорит, бастит, серпофит, карбонаты (кальцит, брейнерит, магнезит), брусит, роговая обманка, хлорит, тальк, магнетит, бурые гидроокислы железа. Структуры и микротекстуры серпентинитов обусловливаются в основном взаимоотношениями бастита, антигорита и хризотила (лепидобластическая, нематобластическая, гранолепидобластическая, чешуйчатая, веерообразная полосчатая, петельчатая, сетчатая и др.). Наложение разновозрастных структур и микротекстур серпентинитов, хорошо выявляемое под микроскопом, показывает, что серпентинизация не ограничивалась одной фазой, как это отмечается и в серпентинитах других районов. Химический состав серпентинитов характеризуют типичные образцы из штольни и скважины Ильчирского массива (см. табл. 1).

Тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы (листвениты) широко распространены в эндоконтактных зонах массивов ультрабазитов (фиг. 2). Это белые, светло-серые, зеленовато- или темно-серые породы массивного чешуйчатого или сланцеватого, листоватого и полосчатого строения. Тальково-карбонатные породы с одной стороны связаны постепенными переходами с серпентинитами, с другой — с лиственитами. В связи с этим в них присутствуют реликтовые минералы серпентинитов — хризотил, антигорит, брусит, хромшпинелид, магнетит. По мере увеличения примеси кварца они постепенно переходят в листвениты, состоящие исключительно из кварца



Фиг. 2. Схема геологического строения Ильчирского месторождения хризотил-асбеста

1 — делювиальные и ледниковые отложения; *2* — рассланцованные серпентиниты; *3* — неасбестоносные серпентиниты; *4* — серпентиниты с просечками асбеста; *5* — серпентиниты зоны мелкой сетки; *6* — серпентиниты зоны крупной сетки; *7* — тальково-карбонатные породы; *8* — хлоритовые сланцы ильчирской свиты; *9* — элементы залегания сланцеватости пород; *10* — элементы залегания контактов

и преобладающего над ним карбоната (магнезит-брейнерита). Эти наблюдения, а также реликтовые петельчатые структуры в тальково-карбонатных породах и лиственитах, подчеркиваемые пересечением четковидных выделений магнетита, а также реликтовые участки серпентинитов в них (см. фиг. 2) с несомненностью свидетельствуют о происхождении их за счет серпентинитов. На это же указывает и химический состав (см. табл. 1).

Хлоритово-гранатовые, везувианово-пироксеновые, эпидотово-цоизитово-хлоритовые плотные, мелкозернистые желтоватые или зеленовато-белые породы образуют продолговатые гнезда, шлиры или линзы и жилы в серпентинитах. В некоторых массивах ультрабазитов (Оспинско-Китойский) они широко и повсеместно развиты, в других (Ильчирский массив) наблюдаются редко. Минеральный состав (гранат, везувиан, хлорит, эпидот, цоизит и др.) и реликты пироксенов — диаллага или диопсида — указывают на образование их за счет пироксенитов. Эти породы аналогичны охарактеризованным выше для других районов развития гипербазитов.

АСБЕСТОНОСНОСТЬ САЯНСКОЙ ПЕРИДОТИТОВО-СЕРПЕНТИНИТОВОЙ ПОЛОСЫ

Асбестоносность Саянской гипербазитовой полосы резко различна для двух комплексов, содержащих ультраосновные породы, и, соответственно, для двух ветвей распространения ультрабазитов. С боксонским габбро-перидотитовым комплексом связаны лишь 4 асбестопроявления, имеющие минералогический интерес, тогда как в связи с оспинским комплексом выявлено 12 асбестопроявлений и месторождений, частично представляющих промышленный интерес. В связи с этим все практически важные асбестоносные площади расположены в восточной половине полосы.

Асбестоносность боксонского комплекса представлена лишь небольшими асбестопроявлениями в пределах собственно Боксонского (Денжигурского) массива (1), расположенного по левому притоку Оки — Боксону[1]. В этом массиве, сложенном преимущественно диабазами и габбро-диабазами, лишь в краевой части известна полоса серпентинитов протяженностью до 5 *км* при ширине около 800 *м*. Наиболее значительная асбестоносная зона, расположенная на склоне Диабазового хребта и приуроченная к контакту с жилой гранит-порфира, имеет мощность до 11,5 *м* и содержит прочное волокно длиной 5—30 *мм*. Как эта зона, так и два других более мелких асбестопроявления, детально не изучались.

Асбестоносность оспинского комплекса характеризуется асбестопроявлениями, известными почти во всех более или менее значительных телах ультраосновных пород. Рассмотрим кратко наиболее значительные из них, встречающиеся в гипербазитовой полосе, с запада на восток.

На крайней западной оконечности восточной половины Саянской гипербазитовой полосы расположено слабо изученное Гарганское асбестопроявление (2), приуроченное к краевой части небольшого массива ультраосновных пород в истоках р. Гарган, правого притока Оки.

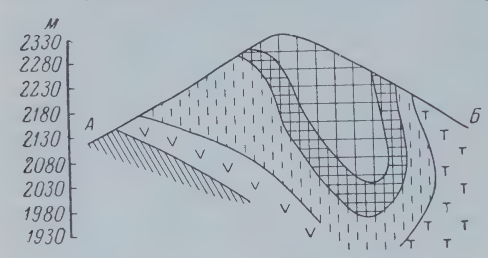
К северо-западу от этого массива, в верховьях Урика, расположен более крупный (10 × 4 *км*) массив ультрабазитов, к западной и северо-западной части которого приурочено несколько асбестопроявлений (3—4). Мунконовское проявление асбеста (3) на крайней западной оконечности массива занимает в серпентинитах площадь 70×250 *м* и содержит асбестовую руду типа мелкой сетки и мелкопрожила с содержанием промышленного волокна около 70%. По северо-западной периферии массива на протяжении трех километров расположены три асбестоносных участка Хара-Желгинского проявления (4). Асбестоносность типа мелкой сетки здесь характеризуется содержаниями волокна около 1%.

Несколько юго-восточнее расположены три асбестоносные точки: Самартинское месторождение (5), приуроченное к мелкому одноименному гипербазиту, сателлитовому по отношению к массиву горы Улан-Хардык; крупнейшее известное в Восточном Саяне Ильчирское месторождение (6), приуроченное к одноименному ультраосновному массиву; и Арлык-Гольское асбестопроявление (7), связанное с небольшим массивом в верхнем течении одноименной реки. Эти три асбестоносные точки составляют так называемый Ильчирский асбестоносный район, перспективные запасы промышленного волокна в котором составляют около 10 млн. *т*.

Самартинское месторождение (5) отстоит от Ильчирского на 15 *км*. Вмещающий его массив ультраосновных пород залегает в архейских биотитовых гранитах и гранито-гнейсах. Массив, вытянутый в широтном

[1] Номера в скобках за названием асбестопроявлений соответствуют их номерам на карте фиг. 1.

направлении на 1500 *м* при ширине 400 *м*, имеет зональное строение с ядром из серпентинизированных гарцбургитов, постепенно сменяющимися серпентинитами, а затем тальково-карбонатными породами. Площадь асбестоносного участка в серпентинитах в неприкрытой делювием части 9600 $м^2$. Асбестовая залежь характеризуется зональным строением: зона крупной сетки (с простыми отороченными жилами) у перидотитового ядра сменяется к периферии мелкой сеткой и мелкопрожилом. Мощность жилок и длина волокна 1—15 *мм*. Содержание поперечно-волокнистого нормальной прочности асбеста составляет 4,64%. Общие перспективные запасы месторождения оцениваются в 0,5 млн. *т*.



Фиг. 3. Геологический разрез Ильчирского месторождения асбеста (по линии *АБ*, фиг. 2).

Условные обозначения те же, что на фиг. 2

Ильчирское месторождение (6) расположено в 6 *км* к северо-востоку от одноименного озера и в 45 *км* от пос. Монды, расположенного на шоссе Слюдянка — Монгольская Народная Республика. Ильчирский массив ультраосновных пород, протянувшийся на 2 *км* в северо-восточном направлении и имеющий ширину до 1 *км*, согласно с крутым юго-восточным падением залегает в северо-западном крыле синклинали, выполненной осадочно-метаморфическими протерозойскими породами, преимущественно хлоритовыми сланцами (см. фиг. 2). Строение массива (и асбестоносной зоны) характеризуется ясно выраженной концентрической зональностью. В центральной части массива в серпентинитах сохраняются ядра гарцбургитов, между которыми располагаются асбестоносные серпентиниты с асбестоносностью типа крупной сетки. К периферии эта зона переходит в асбестоносные серпентиниты с мелкой сеткой, которые в свою очередь постепенно сменяются серпентинитами с непромышленной асбестоносностью в виде просечек, а затем безрудными серпентинитами. В краевых частях эти серпентиниты интенсивно рассланцованы в зонах дробления по контактам массива. В лежачем боку массива в зоне дробления проявляется лишь слабое оталькование серпентинитов, тогда как в висячем боку здесь широко развиты тальково-карбонатные сланцы и лиственитыi, имеющие мощность до 150 *м*. Зоны дробления имеют разное падение: в лежачем боку оно пологое 30—40°, а в висячем — более крутое 50—70°. Этим обстоятельством обусловлено выклинивание асбестовой залежи на глубину (фиг. 3).

Соотношения минералов отчетливо свидетельствуют о проявлении двух фаз серпентинизации. Первая фаза выразилась в равномерной серпентинизации гарцбургитов на 20—25%, что находится в полном соответствии с подобными явлениями в других регионах. Эта серпентинизация может рассматриваться как автометаморфическая. Вторая фаза сплошной серпентинизации, связанного с ней асбестообразования и возникновения тальково-карбонатных пород и лиственитов, отчетлво связана с зонами дробления. В распространении серпентинизации этого типа (и асбестообразовании) видна отчетливая аналогия с Баженовскиммассивом. Отличие заключается лишь в отсутствии крупного центрального ядра между зонами дробления, что, очевидно, связано с их относительно быстрым схождением на глубине, тогда как в Баженовском асбестоносном поле разломы обычно крутопадающие. Происхождение серпентинизации второй фазы, несмотря на отсутствие установленных гранитоидов в пределах Ильчирского массива,

следует связывать с растворами гранитной магмы. В пользу этого свидетельствуют выходы аплитовидных гранитов в массиве гипербазитов горы Пенниновой, в 2 *км* к востоку от месторождения, а также примесь в асбестоносных серпентинитах малых элементов, характерных для гранитоидов. Наряду с элементами, характерными для ультрабазитов (Cr, Ni, Ti, Co, Cu), здесь установлены также (перечислены в порядке частоты встречаемости в спектральных анализах) Pb, Mo, Sn и Zn, что, вероятнее всего, объясняется привносом их растворами из гранитоидной магмы.

Длина асбестовой залежи около 1700 *м* и ширина — до 380 *м*. В зоне крупной сетки содержание асбеста— 3,45%, в зоне мелкой сетки — 1,60%. Химический состав асбеста приведен в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав хризотил-асбеста Ильчирского месторождения (в вес. %)

Компонент	Штольня 12 (зона крупной сетки)	Скважина 87, глубина 30 *м* (зона мелкой сетки)	Скважина 84, глубина 300 *м* (зона мелкой сетки)
SiO_2	37,64	37,08	36,88
Al_2O_3	1,67	1,79	2,27
Cr_2O_3	0,05	0,17	0,19
Fe_2O_3	1,54	1,95	2,10
FeO	1,00	0,99	1,07
MnO	0,03	0,01	0,01
MgO	41,70	43,13	42,02
CaO	—	0,10	0,49
R_2O	2,37	0,61	0,11
Потери при прокаливании	14,56	14,80	15,26
Сумма.	100,56	100,63	100,40
H_2O	0,88	0,71	1,58

Аналитик И. М. Константинова.

Арлык-Гольское асбестопроявление (7), приуроченное к небольшому массиву в верхнем течении одноименной реки, изучено недостаточно. Асбест (длиной до 15 *мм*) здесь встречается в небольших гнездах площадью до нескольких квадратных метров в серпентинитах.

Остальные известные асбестопроявления (8—12) приурочены к южной и юго-западной периферической зоне крупнейшего Китойско-Окинского массива ультраосновных пород Саянской гипербазитовой полосы и образуют асбестоносную зону общей длиной до 30 *км*. Китойско-Оспинский массив сложен дунитами и перидотитами, к периферии переходящим в серпентиниты, которые в свою очередь постепенно переходят в тальково-карбонатные породы и листвениты.

Оспин-Дабанское асбестопроявление (8) расположено у западной оконечности массива, в вершине водораздела рек Саган-Сар и Оспа. Асбестоносность типа мелкой сетки и мелкопрожила с длиной волокна до 5 *мм* распространена здесь в серпентинитах непосредственно вдоль контакта с протерозойскими сланцами.

Саган-Сарское асбестопроявление (9), находится в верхнем течении одноименной реки и приурочено также к западной окраине массива, имеет

выявленную площадь более 70 000 $м^2$ и представлено мелкой сеткой и мелкопрожилом с волокном длиной до 6 *мм* при содержании 2—3%.

Гарлык-Дабан-Желгинское асбестопроявление (10), расположенное в верховьях одноименного левого притока р. Гарлык-Гол, характеризуется некоторым своеобразием строения. На площади около 10 000 $м^2$ здесь установлено развитие частых концентрических асбестовых жилок (шириной до 15 *мм*), облекающих в пределах зон мощностью до 0,5 *м* многочисленные ядра везувианово-пироксеновых пород размером до 8—10 *м*.

Гарлык-Гольское асбестопроявление (11) представляет вытянутую по южной периферии Оспинско-Китойского массива полосу площадью около 7 $км^2$, в пределах которой равномерно проявилась асбестоносность типа мелкой сетки и мелкопрожила, с содержанием асбеста около 5% и длиной волокна до 20 *мм*.

Доде-Гольское асбестопроявление (12), расположенное в верховьях одноименного левого притока р. Гарлык-Гол, приурочено к восточной оконечности Китойско-Окинского ультраосновного массива. Здесь на небольшой площади распространены серпентиниты с ядрами серпентинизированных гарцбургитов, на контакте с которыми развита зональная асбестоносность, представленная простыми отороченными жилами, крупной сеткой и в основном мелкопрожилом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из краткого обзора асбестоносности Саянской перидотитово-серпентинитовой полосы можно видеть, что специальные исследования этого региона по существу только начинаются и здесь имеется еще обширное поле деятельности для увеличения ресурсов хризотил-асбеста.

При настоящей недостаточной изученности асбестоносности этого региона тем не менее можно наметить уже черты ее сходства и отличий с другими асбестоносными районами. Своеобразный тип асбестоносности выявлен в Гарлык-Дабан-Желгинском проявлении, где асбестовые жилки концентрически облекают везувианово-пироксеновые ядра в серпентинитах. Заметное сходство с условиями локализации асбеста в Баженовском асбестоносном поле выражается в приуроченности асбестоносности к контакту серпентинитов и перидотитовых ядер и закономерном ее положении в зональности, возникающей вокруг молодых зон разломов (в наиболее изученных месторождениях), а также в связи асбестоносности с воздействием гранитоидных интрузий, их растворов и с вызванной ими аллометаморфической серпентинизацией.

Таким образом, суммируя изложенный материал по закономерностям размещения и локализации хризотил-асбеста в Саянской перидотитово-серпентинитовой полосе, можно сделать следующие выводы.

1. Основная закономерность размещения хризотил-асбеста в Восточном Саяне — приуроченность асбестоносных пород к Оспинскому протерозойскому комплексу ультраосновных пород, представленных дунитами, перидотитами, серпентинитами и тальково-карбонатными породами. Боксонские интрузии перидотито-габбро-диабазовых пород бесперспективны в смысле обнаружения в них промышленных месторождений хризотил-асбеста.

2. В почти нацело серпентинизированных ультраосновных массивах, имеющих сравнительно небольшие размеры (Ильчирский и др.), хризотил-асбест локализуется в центральной части между зонами разломов или дробления, приуроченными к контактам массивов с вмещающими породами.

3. В крупных массивах, таких как Оспинско-Китойский, где в центральной части развиты дуниты и перидотиты, асбестоносные серпентиниты располагаются по периферии массивов.

4. В более изученных месторождениях хризотил-асбеста (Ильчирское, Самартинское) установлено, что они имеют концентрически-зональное строение, присущее асбестовым залежам Баженовского типа.

5. Используя наметившиеся закономерности локализации хризотил-асбеста, дальнейшие исследования асбестоносности следует проводить в восточной части Саянской перидотитовой полосы, где имеются значительные перспективы увеличения ресурсов хризотил-асбеста.

Бурятское геологическое управление

В. В. Белов, К. К. Золоев, А. А. Спасский

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ В АСБЕСТОНОСНЫХ ПОЛЯХ УРАЛА И КРУПНОМАСШТАБНОЕ ПОИСКОВОЕ КАРТИРОВАНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

ВВЕДЕНИЕ

Крупномасштабное геологическое картирование за последние годы получает все более широкое развитие и становится одним из основных видов работ в общем комплексе поисков полезных ископаемых. Такие крупномасштабные геологические съемки обычно проводятся при поисках рудных месторождений, однако в последнее время они начинают применяться и при поисках отдельных видов неметаллических полезных ископаемых, таких как слюда, полевошпатовое керамическое сырье (пегматиты), пьезокварц и др.

При поисках асбеста считалось достаточным наличие геологических карт мелких масштабов (1 : 200 000, 1 : 500 000), на которых фиксировались змеевиковые массивы. Практика работы по поискам амфибол-асбеста, которые проводятся на Урале в течение ряда последних лет, убеждает в том, что имеющаяся мелкомасштабная геологическая основа недостаточна для правильного направления и ведения поисковых работ. Небольшие размеры, а главное особенности геологического строения месторождений, приуроченность их к определенным комплексам пород, которые обычно на картах мелкого масштаба не могут быть отражены, определили необходимость создания геологической основы масштаба 1 : 10 000, а в ряде случаев и крупнее. Включение крупномасштабной геологической съемки в качестве одного из основных видов поисковоразведочных работ на месторождениях асбеста оказалось вполне закономерным и правильным. Весь комплекс различных видов работ, проводимых с целью крупномасштабной съемки, одновременно с составлением геологической карты решает вопрос поисков асбеста, и сама съемка, таким образом, является основным видом геологопоисковых работ на асбест. В результате этой съемки устанавливаются геологическое строение и структура ультраосновного массива, определяются контуры асбестоносных залежей, устанавливаются условия локализации месторождений асбеста и даются рекомендации по дальнейшему направлению разведочных работ.

Впервые в Советском Союзе крупномасштабное картирование значительных по своим размерам площадей с распространением ультраосновных пород производится на уральских месторождениях магнезиоарфведсонит-асбеста. Начаты эти работы в 1958 г. и к настоящему времени крупномасштабной съемкой покрыты значительные площади.

Полученные к настоящему времени результаты убеждают в целесообразности проведения этих работ. Собранный фактический материал дает много нового в познании геологической позиции месторождений амфибол-асбеста. Значительно меняются представления в части геолого-структурных закономерностей локализации асбеста, дополняются имеющиеся поисковые признаки, уточняются основные принципы поисков асбеста в комплексах ультраосновных пород.

Большое практическое значение проведенных работ заключается в том, что в результате их было открыто более 30 новых асбестоносных участков, проверка и детализация которых установила, что некоторые из них представляют промышленно интересные объекты и заслуживают проведения детальных разведочных работ. Поскольку крупномасштабные геологические съемки в значительных объемах проводятся на Урале в связи с поисковоразведочными работами на амфибол-асбест, остановимся кратко на вопросе геологической позиции месторождений асбеста данного типа.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ АСБЕСТА

Известно, что промышленные месторождения асбеста в основном генетически связаны с серпентинитами, образовавшимися за счет метаморфизма ультраосновных пород: перидотитов типа гарцбургитов и лерцолитов, дунитов и реже пироксенитов.

При этом крупные месторождения хризотил-асбеста локализуются среди аподунитовых и в особенности среди апоперидотитовых серпентинитов. В серпентинитах, возникших из существенно пироксеновых пород, промышленные месторождения асбеста встречаются реже, а масштабы их и практическое значение обычно бывают невелики. Месторождения щелочного амфибол-асбеста также приурочены в апоперидотитовым серпентинитам.

Исследованиями последних лет устанавливается так называемая первичная серпентинизация ультраосновных пород, представляющая характерную особенность месторождений хризотил- и амфибол-асбеста. Отличается она равномерностью распределения по породе и преимущественным развитием хризотила. Так, в Баженовском, Джетыгаринском и Актовракском месторождениях перидотиты охвачены такой серпентинизацией на 40—60% (Еремеев и др., 1959).

Не менее характерна для месторождений асбеста «контактная серпентинизация», возникающая в результате контактово-метаморфического воздействия на ультраосновной массив эманаций гранитной магмы и обусловливающая промышленное асбестообразование. Для нее устанавливается определенная приуроченность к «проводникам» этих эманаций. В области, недосягаемой для процессов контактово-метаморфического воздействия (аллометаморфизма), сохраняются неизмененные ультраосновные породы, ближе к источникам аллометаморфизма развиты смешанные хризотилово-антигоритовые серпентиниты, а в непосредственной близости от этих источников наблюдаются полностью перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, карбонатизированные серпентиниты и тальково-карбонатные породы. Промышленные скопления хризотил-асбеста приурочены, как правило, либо к хризотилово-антигоритовым и хризотиловым серпентинитам, либо к серпентинизированным ультраосновным породам, а амфибол-асбест локализуется преимущественно в карбонатизированных серпентинитах и тальково-карбонатных породах.

Поскольку проводниками для метаморфизующих (асбестообразующих) растворов служат дорудные трещины, то вполне естественно, что последние контролируют зоны серпентинизации, их форму и распределение в них

амфиболового и хризотилового асбеста. П. М. Татаринов придает исключительно важное значение незавершенности процесса серпентинизации, считая, что в нацело серпентинизированных ультраосновных породах вряд ли можно отыскать промышленные месторождения хризотил-асбеста. В месторождениях амфибол-асбеста неизмененные или слабо затронутые процессами серпентинизации перидотиты также слагают более или менее значительные участки. Очевидно, степень аллометаморфической серпентинизации материнских пород зависит, с одной стороны, от количества и характера распределения в массиве дорудных трещин, а с другой — от интенсивности и продолжительности воздействия метаморфизующих агентов. Дорудная тектоника ультраосновного массива обычно выражена либо мелкими частыми трещинами, либо крупными «зонами разломов», фиксируемыми дайками кислых пород, тальково-карбонатными породами и оталькованными или рассланцованными серпентинитами.

Форма и дорудная трещиноватость метаморфизованного ультраосновного массива, его взаимоотношения с более молодыми кислыми горными породами обусловливают пространственное положение и морфологию рудных тел, которые в свою очередь определяют способы и методы проведения поисковых работ.

Месторождения амфибол-асбеста локализуются в апогарцбургитовых серпентинитовых массивах и пространственно приурочены к зонам тектонических нарушений в них. Последние фиксируются рассланцованными, перемятыми, часто карбонатизированными и оталькованными серпентинитами, тальково-карбонатными породами и телами жильных изверженных пород. Рассланцованные серпентиниты и образовавшиеся в результате их гидротермальной обработки тальково-карбонатные породы в виде полос мощностью в несколько десятков и сотен метров простираются вдоль зон тектонических нарушений на расстояние до 15 *км* и более.

Эти полосы тальково-карбонатных пород имеют в плане весьма прихотливый вид, часто разветвляются, сливаются и пересекаются. Падение тальково-карбонатных пород различное, но преимущественно близкое к вертикальному.

Прожилки и жилки амфибол-асбеста с продольно- или косо-, реже поперечно-волокнистым строением, залегают на контакте тальково-карбонатных пород с карбонатизированными серпентинитами. В тальково-карбонатных породах встречается ломкий и полуломкий асбест, прочность которого в жилах увеличивается по мере приближения к карбонатизированным серпентинитам. В последних, как правило, залегают жилки асбеста нормальной прочности. Карбонатизированные серпентиниты асбестоносны только в зоне, непосредственно прилегающей к тальково-карбонатным породам, мощность которой измеряется от одного-двух до 15 *м* и редко более. По простиранию и падению мощность карбонатизированных серпентинитов, представляющих собой рудные тела, изменяется от нескольких до сотен метров. Концентрация жилок в рудных телах весьма непостоянна: в одних случаях — это единичные жилки, согласные с элементами залегания рудного тела, в других — прихотливо ветвящаяся во всевозможных направлениях сеть жилок и прожилков.

Асбестоносные тела по простиранию разобщены безрудными карбонатизированными серпентинитами, протягивающимися на сотни и десятки сотен метров. Рудные тела генетически и пространственно связываются с теми участками тальково-карбонатных пород, в которых залегают жильные породы комагматической свиты: микродиориты, лампрофиры, микродиабазы и пр. Последние, как правило, в значительной степени изменены вплоть до образования биотитово-вермикулитовых и хлоритовых пород, полностью потерявших свой первоначальный жильный облик.

Вопрос генезиса арфведсонит-асбеста, а также роль жильных пород в этом процессе детально изучались Ю. К. Андреевым (1959), М. В. Соболевой и Н. Д. Соболевым (1959). Эти исследователи считают, что арфведсонит-асбест образовался в результате гидротермального контактово-реакционного взаимодействия между змеевиком и жильной породой, характеризующейся содержанием окиси натрия до 4—6%.

Вермикулитизация и хлоритизация жильной породы сопровождаются выносом в окружающие ее тальково-карбонатные породы окиси натрия, фиксировавшейся в арфведсонит-асбесте. Непременным условием образования зон околодайкового метаморфизма и арфведсонит-асбеста эти исследователи считают нахождение жильной породы в пределах тектонической зоны, характеризующейся ориентированным рассланцеванием серпентинитов, причем Ю. К. Андреев указывает, что вне тектонической зоны никаких контактовых изменений и, следовательно, образования асбеста в жильной породе и вмещающих ее серпентинитах не происходит. Н. Д. Соболев этот последний случай называет «закрытой системой» и указывает, что в апикальных (сводовых) частях жильного тела происходит гранитизация и хлоритизация зальбандовых частей жил. Ниже залегает жильное тело без каких-либо минеральных новообразований.

Случай внедрения жильного тела в тектоническую зону, т. е. в раздробленные и рассланцованные серпентиниты, Н. Д. Соболев рассматривает как «открытую систему»: жильная порода — змеевик. Именно этот случай гидротермального метаморфизма приводит к образованию характерных минеральных новообразований в области эндо- и экзоконтактов. Н. Д. Соболев указывает при этом, что зональные образования околодайкового метаморфизма характерны только для верхних апикальных частей жил, в пределах которых асбест образуется в вертикальной зоне, измеряющейся 100, 200 *м*. Существование зон околодайкового метаморфизма автор ограничивает по вертикали расстоянием порядка 300 *м*. Ниже апикальной части, т. е. ниже существования околодайкового ореола, корневые части жильной породы, так же как и в случае закрытой системы, не имеют никаких контактовых оторочек, кроме хлоритовой.

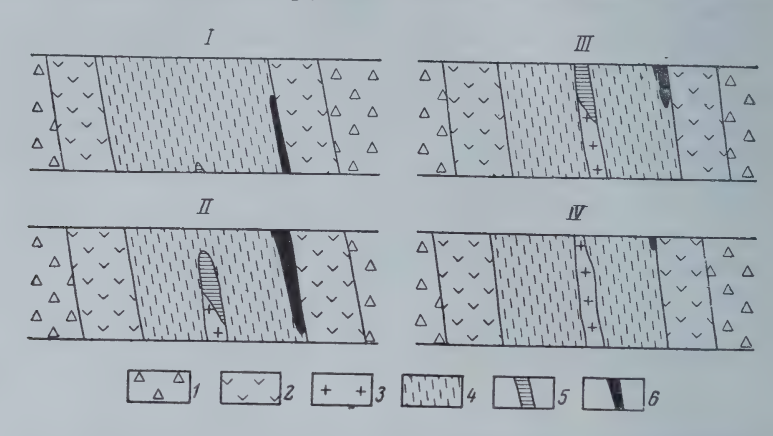
Очень существенным во взглядах М. В. Соболевой и Н. Д. Соболева является то, что они подвергают сомнению комагматичность интересующих нас жильных пород как с перидотитовой, так и с гранитоидной интрузиями. Они все жильные породы, наблюдаемые в месторождениях арфведсонит-асбеста, относят к породам альбитово-роговообманкового ряда.

Исходя из изложенного выше механизма образования асбестоносных залежей М. В. Соболева и Н. Д. Соболев в зависимости от эрозионного среза ультрабазита указывают на четыре положения альбитово-роговообманковых жил и связанного с ними амфибол-асбестового оруденения (фиг. 1). Перейдем к некоторым положениям, противоречащим изложенной гипотезе образования месторождений амфибол-асбеста.

1. Минералого-петрографические исследования основных жильных пород, изложенные в работах П. М. Татаринова (1928), В. В. Аршинова и Б. Я. Меренкова (1930), А. Е. Малахова (1930) и других геологов, показали, что они относятся к комагматической свите, представляющей собой продукты расщепления габбро-перидотитовой магмы и отвечают по своему химическому и минеральному составу породам типа микродиоритов, микрогаббро, лампрофиров, микродиабазов и пр. Коллективом геологов съемочных партий Уральского геологического управления также произведены специальные петрографические исследования пород жильного комплекса месторождений амфибол-асбеста и на основании изучения сотен

шлифов сделаны выводы о принадлежности этих пород к производным габбро-перидотитовой магмы. Альбит во всех случаях является вторичным минералом.

2. Особенности метаморфизма основных жильных пород тесно увязываются со степенью метаморфизма вмещающих ультраосновных пород,



Фиг. 1. Схематические разрезы месторождений щелочного амфибол-асбеста (по М. В. Соболевой и Н. Д. Соболеву)

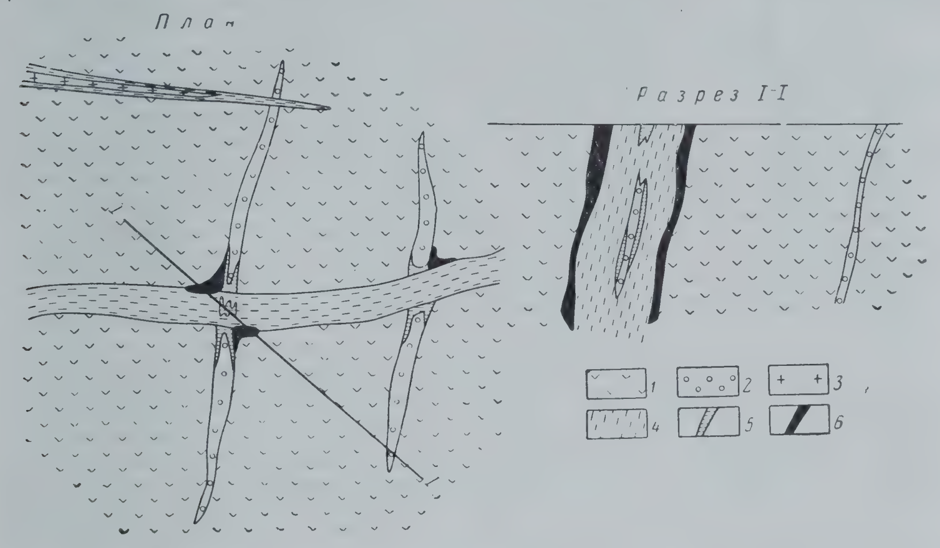
1 — перидотиты и змеевики; *2* — карбонатизированные змеевики; *3* — альбитово-роговообманковые интрузивные жилы; *4* — тальково-карбонатные породы; *5* — вермикулитово-хлоритовые оторочки; *6* — асбестоносные тела

что подчеркивается Б. Я. Меренковым (1957_{1-3}) на основании громадного фактического материала по Уральским и другим месторождениям асбеста и талька. Чем больше серпентинизированы ультраосновные породы, тем интенсивнее изменены жильные породы комагматической свиты и превращены в эпидотизированные, соссюритизированные, актинолитизированные, хлоритизированные, гранатизированные и другие вторичные породы. При последующем гидротермальном метаморфизме ультраосновных пород под действием серпентинизирующих растворов в жильном комплексе комагматической свиты еще более углублялись процессы эпидотизации, хлоритизации и амфиболизации. Это привело к образованию более крупнокристаллических пород, полностью изменивших свой первоначальный жильный облик.

3. Детальными наблюдениями, проведенными при геологических съемках на месторождениях амфибол-асбеста, установлено, что здесь, помимо основных жильных пород комагматического комплекса, имеется, несомненно, другой тип жил, видимо, связанный с более кислыми дериватами габброидной магмы. Эти более кислые (и более молодые) жильные породы и метасоматиты прорывают дайки основных пород, а в местах пересечений тех и других образуются рудные столбы (фиг. 2, 3).

4. Не останавливаясь на схемах строения рудных залежей в месторождениях асбеста, по М. В. Соболевой и Н. Д. Соболеву, можно отметить, что в действительности обычно наблюдается более сложная картина, которая этими авторами объясняется тем, что здесь имели место интенсивные пострудные тектонические и гидротермальные процессы, сильно изменившие залежи. По мнению этих авторов, всякое тело тальково-карбонатных пород можно рассматривать как залежь щелочного асбеста, находящуюся в начальной стадии эрозии. Однако, по-видимому, это не совсем так. Дело в том, что в целом структура рудного поля месторожде-

ний амфибол-асбеста чрезвычайно сложна и характеризуется сочетанием асбестоносных участков с безрудными участками тальково-карбонатных пород. Эти породы образовались при гидротермальном метаморфизме, по-видимому, без участия жильных пород комагматической свиты, что часто наблюдается во многих массивах гипербазитов Урала. В процессе поисковосъемочных и разведочных работ было установлено, что важнейшими поисковыми признаками на амфибол-асбест служат следующие.



Фиг. 2. Схема взаимоотношений между дайками кислого и основного состава и положение асбестоносных тел

1 — серпентиниты (у контактов карбонатизированные); 2 — дайки основного состава; 3 — дайки кислого состава; 4 — тальково-карбонатные породы; 5 — вермикулитово-хлоритовые оторочки; 6 — асбестоносные тела

1. Рассланцованные и перемятые участки серпентинизированных ультраосновных пород с широко развитым комплексом жильных пород комагматической свиты.

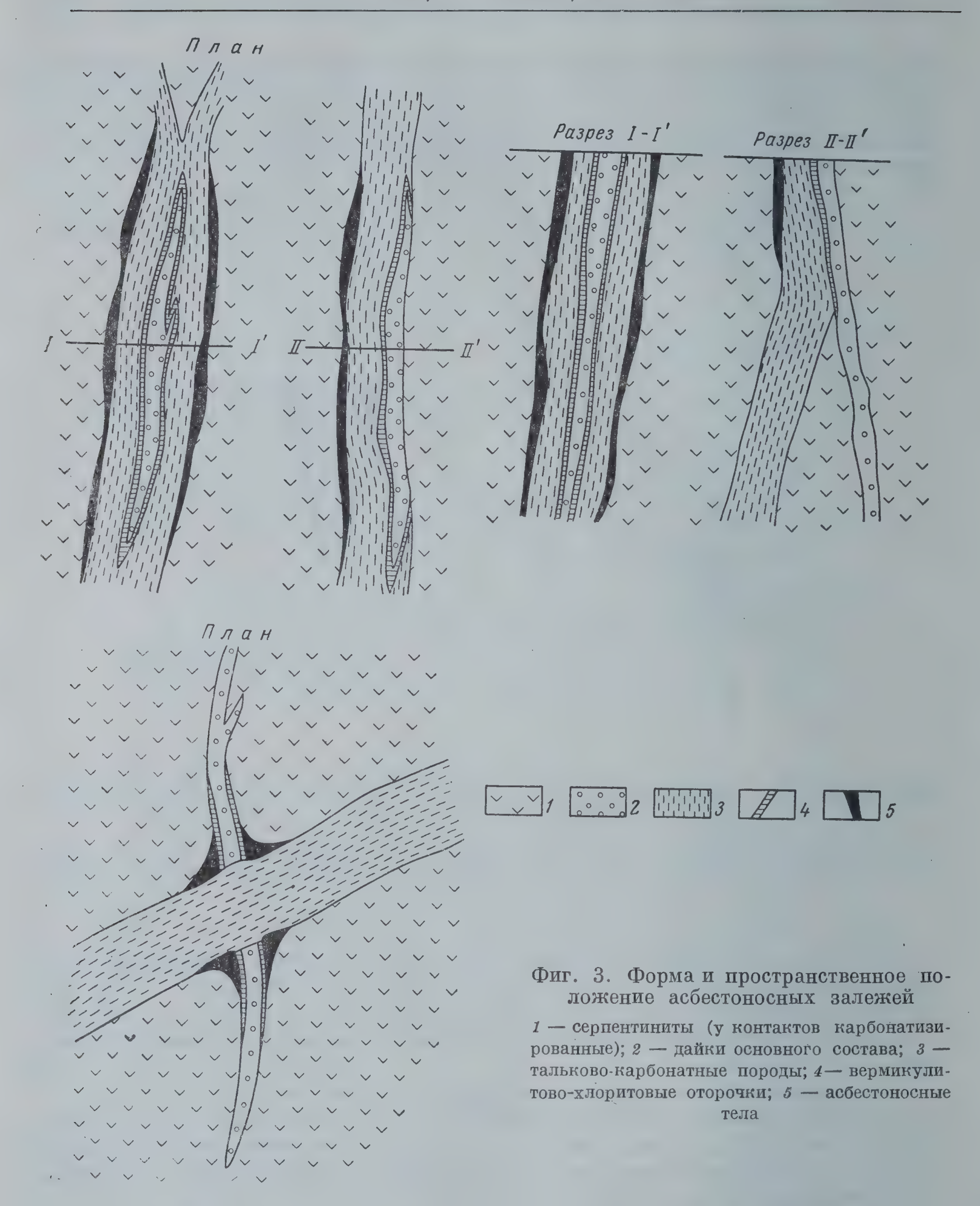
2. Участки тальково-карбонатных пород, распространенные в районе жильного комплекса.

3. Вермикулитово-хлоритовые породы.

4. Наличие минералов: щелочных роговых обманок, антигорита, талька, карбонатов (чаще брейнерита), кварца, хлорита, вермикулита, граната, которые встречаются в тех или иных парагенезисах в пределах асбестоносного поля.

Вермикулитово-хлоритовая минерализация является прямым поисковым признаком на щелочной амфибол-асбест. Однако следует учитывать, что в некоторых массивах ультраосновных пород Урала при наличии вермикулитово-хлоритовой минерализации амфибол-асбест отсутствует, но в этих случаях широко проявляется актинолитизация и тремолитизация пород, часто с образованием редких жил актинолит-асбеста.

Механизм образования актинолит-асбеста, очевидно, тождествен механизму образования щелочного амфибол-асбеста, а предпочтительное формирование первого в некоторых случаях, по-видимому, объясняется иным геохимическим режимом, когда при прочих равных условиях, благодаря существующему ряду напряженности компонентов (по



Фиг. 3. Форма и пространственное положение асбестоносных залежей

1 — серпентиниты (у контактов карбонатизированные); 2 — дайки основного состава; 3 — тальково-карбонатные породы; 4 — вермикулитово-хлоритовые оторочки; 5 — асбестоносные тела

Д. С. Коржинскому) окись кальция вытесняла из раствора окись натрия и в результате этого фиксировался кальциевый амфибол.

Косвенными, но важными поисковыми признаками на щелочной амфибол-асбест являются пониженные формы рельефа и определенная магнитная восприимчивость горных пород в рудном поле, с которыми связываются тальково-карбонатные породы, менее устойчивые по сравнению с вмещающими породами к процессам выветривания и обладающие иной магнитной восприимчивостью по сравнению с перидотитами и в особенности с серпентинитами.

КРУПНОМАСШТАБНАЯ ПОИСКОВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА

Детальная геологическая структурная съемка гипербазитовых массивов Урала, проводимая на больших площадях, позволяет установить условия локализации месторождений асбеста в известных рудных полях. Это дает возможность целеустремленно проводить поиски асбеста в других районах Урала и страны. Целесообразность проведения такой съемки в районах промышленных месторождений асбеста не вызывает сомнения. В районах, где имеются только косвенные благоприятные признаки месторождений асбеста, следует проводить детальные поиски.

В комплекс крупномасштабного геологического структурного картирования гипербазитовых массивов входят геофизические исследования, маршрутная съемка и горнобуровые работы, проводимые с целью картирования и оценки (в первом приближении) выявленных рудопроявлений. В процессе картирования намечаются опорные площади и профили, которые тщательно изучаются при помощи геофизических и геологических методов исследования в более крупном масштабе. Весь комплекс геофизических и геологических работ проводится на специально создаваемой топографической основе в масштабе, соответствующем масштабу съемки.

Применение геофизики для целей крупномасштабного картирования весьма эффективно. Физические свойства пород гипербазитового массива и вмещающего комплекса, включая породы интрузий кислого и основного состава, различных даек и зон околодайкового метаморфизма таковы, что позволяют достаточно четко фиксировать и прослеживать контакты между ними, изучать структуру, элементы залегания массива и положение зон разломов.

В течение ряда предыдущих лет применение геофизики при работах на асбест ограничивалось только поисками продуктивных тальково-карбонатных пород, т. е. зон околодайкового метаморфизма. В настоящее время на гипербазитовых массивах Урала установлена практическая целесообразность проведения геофизических работ при решении вопросов разведочного характера и геологического картирования масштаба 1 : 10 000 и крупнее.

В качестве основного геофизического метода в настоящее время используется микромагнитная съемка (точность $\pm 20-25\ \gamma$) с последующим применением двухразносного симметричного электропрофилирования при детализации магнитных аномалий. Эти методы (обычно в сочетании друг с другом) позволяют весьма четко отбить контакты ультраосновного массива, линии крупных зон разломов, а также местоположение благоприятных для рудной минерализации пород.

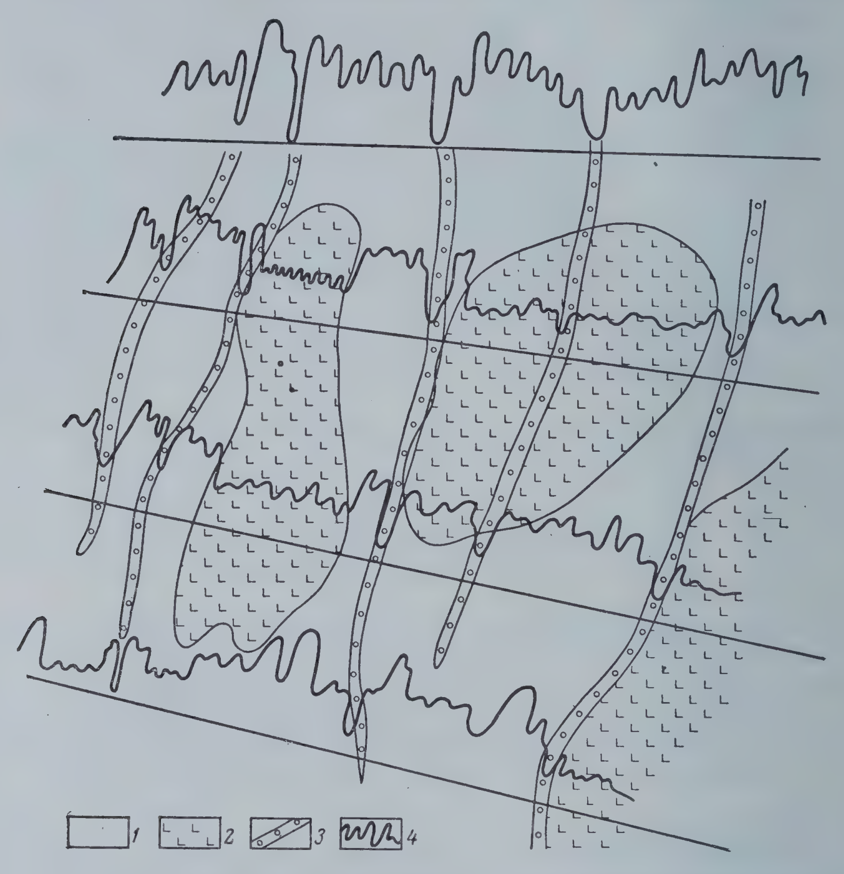
Продуктивные породы (тальково-карбонатные породы, микродиориты, или нейвиты, по Н. Д. Соболеву) достаточно четко фиксируются и отмечаются всегда пониженными значениями вертикальной составляющей и кажущегося сопротивления (фиг. 4).

Геофизические работы начинаются с проведения профильной магнитной съемки по сети 200×10 *м*. Выявленные магнитные аномалии иногда не поддаются однозначной интерпретации и детализируются электроразведкой, а затем проверяются горными работами. В случае получения положительных результатов выявленные аномалии подлежат детализации магнитной съемкой с применением электропрофилирования.

Поиски щелочного амфибол-асбеста должны начинаться с геофизических работ. Опыт показывает, что без применения геофизики, даже при условии создания достаточно густой сети разведочных выработок, может быть сделано неправильное заключение о морфологии встреченных рудных

зон и принято неправильное направление детальных разведочных работ, имеющих целью прослеживание выявленных рудных зон (см. фиг. 4).

Крупномасштабная геологическая съемка Восточно-Тагильского и Алапаевского ультраосновных массивов при геологоразведочных работах на щелочной амфибол-асбест проведены в 1958 г. Картирование было начато в связи с тем, что проведение поисковых работ упиралось в отсутствие



Фиг. 4. Схематический план графиков электропрофилирования (Za)

1 — серпентиниты; *2* — перидотиты; *3* — диориты и тальково-карбонатные породы; *4* — графики Za: для перидотитов 400—1000 γ, серпентинитов 1200—3000 γ, диоритов и тальково-карбонатных пород 300 — (500) γ

надлежащей геологической основы, так как имеющиеся мелкомасштабные геологические карты не отражали многих характерных деталей и особенностей месторождений асбеста. Проведение крупномасштабной съемки должно было обеспечить составление такой геологической основы.

При проектировании работ создана дробная легенда, которая давала возможность фиксировать на карте степень метаморфизма и наличие в ультрабазитах различных контактовых новообразований — поисковых признаков на асбест. Необходимо отметить, что инструкций по крупномасштабному картированию не было, поэтому приняли ту методику работ, которая давала возможность создать кондиционную геологическую карту масштаба 1 : 10 000, учитывая особенности геологического строения и локализации месторождений асбеста.

Основным методом съемки был метод геологических профилей, который сопровождался фиксацией, оконтуриванием и изучением всех естественных выходов горных пород с целью прослеживания асбестоносных зон, контактов и тектонических структур. Обычно для проведения геологических маршрутов использовались визиры и пикетаж сети, разбитой для геофизических работ. Маршруты сопровождались проходкой мелких шурфов и канав для вскрытия контактов, проверки полученных ранее геофизических аномалий и прослеживания встреченных пород благоприятного комплекса (тальково-карбонатных пород или дайкатов с признаками характерных контактовых изменений). В местах, где мощность покровных рыхлых отложений значительна, в процессе геологической съемки намечались и проходились неглубокие скважины колонкового бурения. Для обеспечения своевременного и надлежащего дробного петрографического расчленения пород, при съемке готовилось большое количество шлифов, которые изучались под микроскопом непосредственно в поле.

Таким образом, крупномасштабная съемка проводилась по обычной методике.

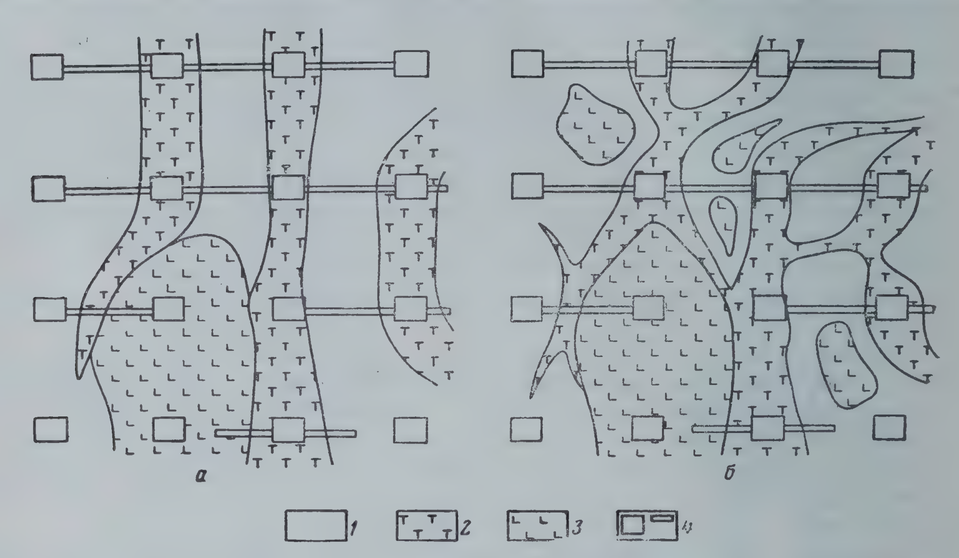
Однако особенности геологического строения залежей амфибол-асбеста, приуроченность их к зонам гидротермального аллометаморфизма, которые проявляются на контактах ультрабазитов с залегающими в них дайками в виде малоустойчивых мягких вермикулитовых, хлоритовых, тальковых, тальково-карбонатных пород, отальковованных и рассланцованных антигоритовых серпентинитов, определили необходимость проведения особого вида работ при геологической съемке.

В процессе геологической съемки было подмечено, что при небольшой мощности рыхлого покрова эти породы отображаются в рельефе в виде весьма своеобразных пологих и неглубоких ложков, следуя которым можно почти безошибочно задавать выработки для прослеживания рудной зоны по простиранию, а по асимметричному строению ложка можно даже судить о направлении ее падения и мощности. Ложки, обусловленные выходами зон околодайкового метаморфизма, отличаются от обычных оврагов и логов по форме и независимости от рельефа. Овраги, возникшие в результате деятельности временных потоков, обычно имеют при незначительной ширине крутые склоны и глубокий врез, вскрывающий часто коренные породы. Они всегда впадают в речную систему. Напротив, интересующие нас ложки произвольно пересекают водоразделы и склоны долин и имеют плоское широкое дно с относительно короткими и пологими склонами.

При геологической съемке асбестоносные зоны фиксировались при помощи наблюдений за микрорельефом и прослеживания ложков. Еще в 1957 г. А. А. Спасским была специально проведена так называемая ложковая съемка, посредством которой была вскрыта сложная система даек, сопровождающихся асбестоносным метаморфическим ореолом. Эти дайки ранее целиком пропущены сетью мелких поисковых шурфов с густотой 200×100 *м* (фиг. 5), обычно применявшейся при поисках щелочного амфибол-асбеста. В последующие годы такая «ложковая съемка» уже предусматривалась в качестве обязательного элемента при проведении геологической съемки и поисков масштаба 1 : 10 000.

В результате работ, выполненных при геологической крупномасштабной съемке, с учетом комплекса горнобуровых и геофизических работ одного полевого сезона, составлялась предварительная геологическая карта, которая служила основой для ведения поисковых работ в течение следующего полевого сезона. Поиски асбеста заключались в прослеживании зон благоприятных пород и производились с затратой больших объемов горно-буровых работ.

Все данные по дополнительно выполненным поисковым горно-буровым работам учитывались и фиксировались при составлении и редактировании окончательной геологической карты. Здесь следует указать, что для прослеживания зон, благоприятных для нахождения асбеста, при наличии детальной геологической карты поисковые вработки задавались



Фиг. 5. Геологическое строение участка асбестоносного поля (*а*) по данным геологоразведочных выработок и (*б*) после интерпретации данных геофизических исследований и поисковой съемки

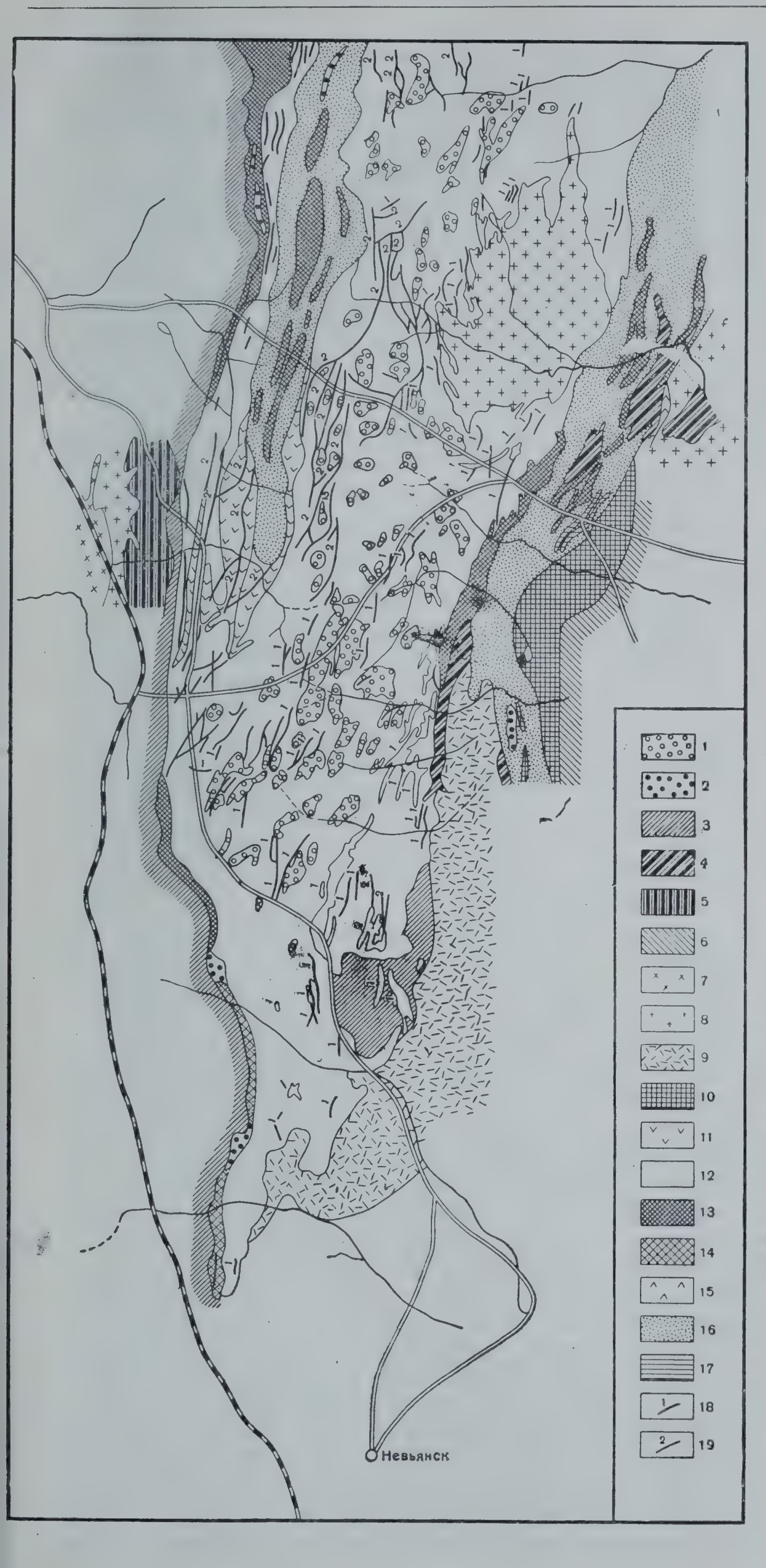
1 — серпентиниты; *2* — тальково-карбонатные породы и дайки; *3* — перидотиты; *4* — горные выработки

с учетом данных ложковой съемки и геофизики в противовес ранее применявшейся при поисках асбеста малоэффективной, стандартной сети выработок густотой 200 × 100 *м*.

Таким образом, даже предварительная полевая геологическая карта давала возможность при поисках локализовать горно-буровые работы, а следовательно, и экономию в объемах работ и во времени. После рассмотрения целей и методов крупномасштабного поискового картирования гипербазитовых комплексов в качестве примера приведем новые данные по картированию южной части Восточно-Тагильского массива ультраосновных пород.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ТАГИЛЬСКОГО МАССИВА И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ В НЕМ АСБЕСТА

В период с 1958 по 1960 г. крупномасштабная геологическая съемка была проведена в южной части массива (фиг. 6). Работы эти не завершены, но уже сейчас они позволяют существенно пополнить прежние представления о геологическом строении массива и условиях локализации в нем асбестоносных зон. Восточно-Тагильский массив ультраосновных пород, один из крупнейших на Урале, прослеживается в меридиональном направлении на расстояние более 300 *км* от Невьянска до р. Большой Актай при ширине от 4 до 20 *км*. В южной закартированной части массив, как и вообще ультраосновные породы Урала, обусловливает возникновение положительных форм рельефа



Фиг. 6. Схема геологического строения южной части Восточно-Тагильского массива ультраосновных пород.

1 — гарцбургиты; *2* — пироксениты; *3* — габбро и роговообманковое габбро; *4* — габбро-диабазы; *5* — диориты; *6* — диоритовые порфириты; *7* — плагиограниты; *8* — кварцевые диориты; *9* — диабазовые порфириты; *10* — пироксеново-плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые порфириты; *11* — антигоритовые апогарцбургитовые серпентиниты; *12* — хризотиловые апогарцбургитовые серпентиниты; *13* — антигоритовые апопироксенитовые серпентиниты; *14* — амфиболиты; *15* — метаморфические сланцы осадочно-вулканогенного комплекса; *16* — мраморизованные известняки; *17* — микродиориты; *18* — тальково-карбонатные породы; *19* — зоны рассланцевания

на водоразделе между притоками р. Тагил на западе и реками Салда и Нейва на востоке. Массив приурочен к восточному крылу Тагило-Кировоградского синклинория, сложенному зеленокаменным нижнепалеозойским комплексом, и в западной части контактирует с обширной более поздней дифференцированной основной интрузией.

Вмещающий метаморфический комплекс, непосредственно контактирующий с массивом на востоке, представлен невьянской свитой уинлокского возраста, сложенной мраморизованными известняками, филлитовыми, кремнисто-филлитовыми сланцами и возникшими за счет основных эффузивов хлоритово-актинолитовыми, серицитово-хлоритовыми, эпидотово-хлоритовыми и другими зелеными сланцами. Среди сланцев согласно залегают пластовые или линзовидные тела пироксенитов мощностью до нескольких сотен метров, в большинстве случаев представленные антигоритовыми серпентинитами или тальково-актинолитовыми сланцами.

В южной части закартированной площади массив оконтуривается верхними горизонтами невьянской свиты, представленными эффузивной толщей диабазов, пироксеновых и уралитовых порфиритов с подчиненным количеством кератофиров. Эта толща некоторыми исследователями выделяется в самостоятельную «рудоносную свиту». С востока породы невьянской свиты несогласно, видимо, по тектоническому контакту, перекрываются зеленокаменным комплексом измененных плагиоклазово-роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов. Выделение этого комплекса в самостоятельную шуралинскую свиту, по данным проведенной съемки неоправдано, так как он не выдерживается ни по простиранию, ни по вертикали.

Примыкающий с запада к массиву комплекс дифференциатов основной магмы сложен рядом пород от габбро до плагиогранитов с повышающейся на запад кислотностью. Непосредственный контакт ультраосновных пород и габбро резкий и падает на запад под углом 40—45°. Переходы в ряду пород габбро — роговообманковые габбро-диориты постепенные, тогда как плагиограниты с этими породами имеют резкий извилистый контакт, что, видимо, свидетельствует об их наиболее позднем образовании. Вдоль восточного контакта массива также местами имеются относительно небольшие основные интрузии — роговообманковое габбро Савичевой горы (4 *км*^{2}), кварцевые диориты Потайного болота (20 *км*^{2}), ряд субмеридиональных даек габбро-диабазов мощностью до 600 *м* и длиной до 5—6 *км*.

В результате проведенного картирования выяснилось, что восточная граница массива ошибочно проводилась по восточным контактам упомянутых линз пироксенитов в невьянской свите. В результате геофизических исследований при картировании выяснилось, что Восточно-Тагильский массив представляет крупную пластовую интрузию мощностью 1,5 *км* в южной части с увеличением ее к северу до 3 *км*. Залегание этой пластовой интрузии усложнено крупной флексурообразной структурой второго порядка, в результате чего к северу от деревни Грань-Анатольская массив разделяется антиклинальным выступом пород невьянской свиты на две субмеридиональные полосы. В западной полосе шириной 1,5—2,0 *км* интрузия падает на запад под углом 40—45°, а восточная полоса шириной 5—7 *км* представляет синклиналь, осложненную пологими складками третьего порядка, в которой глубина залегания подошвы интрузии по данным геофизических работ не превышает 1,5 *км*.

Восточно-Тагильский массив имеет некоторую первичную магматическую зональность. Центральная его часть сложена гарубургитами, ныне интенсивно серпентинизированными, а краевые части представлены апопироксенитовыми антигоритовыми серпентинитами с вытянутыми в меридиональном направлении реликтами пироксенитов. Ширина этих

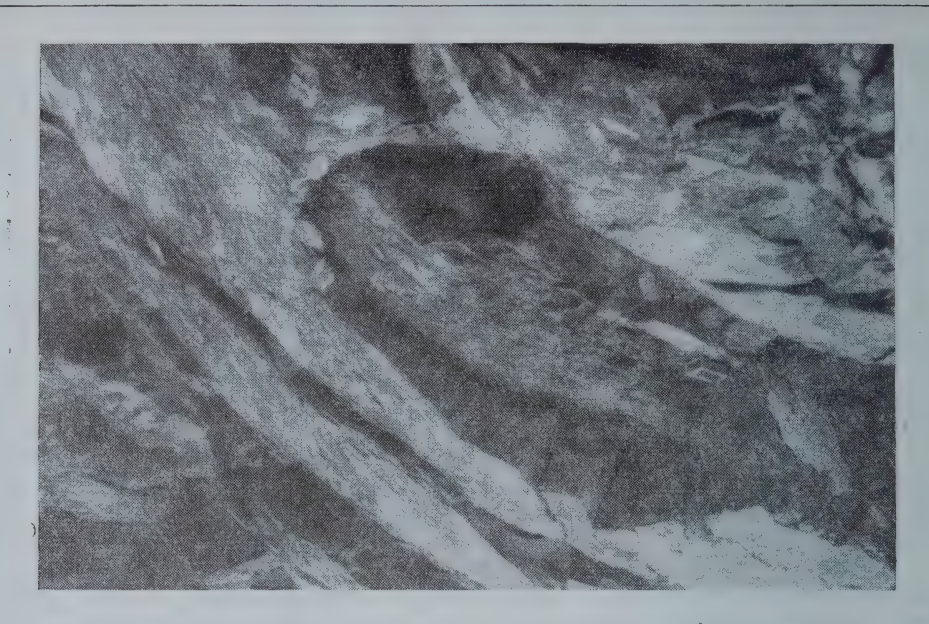
пироксенитовых краевых фаций колеблется от нескольких метров до 0,5 *км*, достигая наибольшего развития на западном контакте массива.

Ультраосновные породы рассечены многочисленными дайками, образующими в центральной части закартированной площади сложное дайковое поле. Детальное расчленение жильных пород не произведено и они пока обозначены на карте как микродиориты. Вся эта жильная серия несомненно имеющая основной первоначальный состав (средний плагиоклаз, пироксен, роговая обманка), очевидно, представляет дифференциаты основных интрузий, окружающих массив. Представления Н. Д. Соболева о первичном характере альбита в жильных породах, на основании которых он считает их самостоятельными щелочными интрузиями, совершенно не подтверждаются при просмотре сотен шлифов этих пород, в которых альбит развивается всегда как вторичный минерал совместно с эпидотом и актинолит-тремолитом. Мощность даек колеблется от долей метра до 3 *м*. Они имеют преимущественно меридиональное простирание, реже диагональное и широтное. Разветвляясь и пересекаясь, дайки образуют петельчатую структуру поля с шириной ячеек от десятков до нескольких сотен метров при значительно большей длине в субмеридиональном направлении.

Развитие серпентинизации гарцбургитов тесно связано со структурой дайкового поля. Реликтовые тела гарцбургитов шириной 10—106 и длиной 30—600 *м*, также ориентированные длинной осью в меридиональном направлении, сохраняются лишь в средних частях более крупных петель. Реликтовые ядра перидотитов сохраняются преимущественно в восточной части массива.

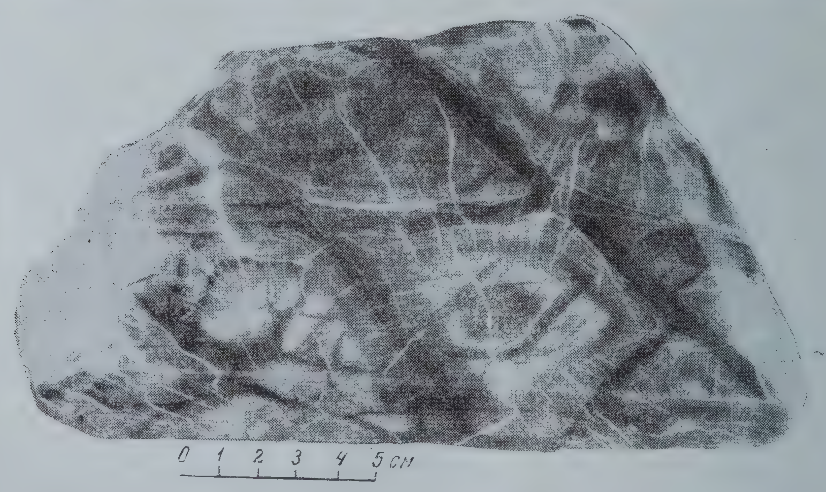
Совершенно незатронутые серпентинизацией ультраосновные породы отсутствуют. Состав наименее измененных разностей отвечает оливинитам и энстатитовым оливинитам по классификации Б. М. Куплетского, так как количество энстатита в них не превышает 30% (обычно 5—20%), но вследствие традиции, установившейся среди уральских геологов, за ними целесообразно оставить название перидотито-гарцбургитов. Интенсивная серпентинизация перидотитов осуществляется по двум системам жилок: более мощным (до 15—20 *см*) жилкам, концентрически облекающим ядра и обусловливающим скорлуповатую отдельность (фиг. 7), и беспорядочной сети мелких трещинок мощностью от миллиметров до нескольких сантиметров в пространстве между жилками первого типа, создающими петельчатую текстуру перидотитов (фиг. 8). Частота жилок обеих типов возрастает по направлению от центра к периферии петли. Так, трещины первого типа ближе к центру ядер отстоят друг от друга на расстоянии иногда в десятки метров, тогда как на периферии петель сближаются до интервалов в доли метра. В наиболее внешних частях густая сеть серпентинитовых прожилков сливается и реликты первичных минералов исчезают. Таким образом, наблюдается вся последовательность переходов от слабо серпентинизированных перидотитов до сплошных хризотилоых серпентинитов.

В области контакта даек с серпентинитами развивается серия контактово-реакционных зон. Эндоконтактные изменения даек выражаются в развитии рассеянного гидробиотита — вермикулита. По направлению к контакту, на протяжении нескольких сантиметров, количество этого минерала возрастает и возникает мономинеральная оторочка, мощность которой обычно колеблется от 0,3 до 1,0 *м*. Дайки микродиоритов мощностью 1—1,5 *м* иногда замещаются вермикулитом нацело. Во внешней части дайки вермикулитовая зона на расстоянии нескольких сантиметров переходит в следующую мономинеральную хлоритовую оторочку мощностью обычно 1—5 *см*. Эндоконтактная хлоритовая оторочка резко сменяется экзоконтактовой амфиболовой зоной (актинолитовой, реже



Фиг. 7. Скорлуповатая отдельность в серпентинитах, концентрически облекающая ядра перидотитов

тремолитовой), мощностью 3—10 *см*. Во внешней части амфиболовой оторочки появляются псевдоморфозы талька по актинолиту, количество которых возрастает по мере приближения к следующей мономинеральной тальковой оторочке. Довольно часто амфиболовая зона бывает целиком представлена псевдоморфным тальком. Тальковая оторочка мощностью



Фиг. 8. Петельчатая текстура серпентинизированных перидотитов

также 3—10 *см* во внешней части постепенно переходит в тальково-карбонатную (магнезитово-брейнеритовую). Мощность этой более широкой зоны колеблется в пределах от 0,5 до 3 *м*. Во внешней части оторочки появляется реликтовый серпентин, количество которого возрастает параллельно с убыванием талька вплоть до исчезновения последнего. В следующей карбонатно-серпентиновой оторочке постепенно уменьшается

количество карбоната, и она сменяется антигоритовым серпентинитом, обычно рассланцованным параллельно простиранию зон. Мощность тальково-карбонатно-серпентиновой зоны колеблется от 2 до 12 *м*. Зона рассланцованных антигоритовых серпентинитов имеет весьма изменчивую мощность от долей метра до 60 *м* и сменяется хризотиловым серпентинитом.

Жилки щелочного амфибол-асбеста присутствуют во внешних оторочках контактной зональности, начиная с тальково-карбонатной. При этом в тальково-карбонатной зоне асбест обычно ломкий, но его прочность и эластичность постепенно возрастают и наилучшего качества асбест достигает в антигоритовых серпентинитах. Максимальное количество промышленно ценного асбеста бывает приурочено к внутренним частям карбонатно-антигоритовой зоны. Судя по дебаеграммам, полученным в рентгеноструктурной лаборатории Уральского геологического управления, ломкость асбеста обусловлена его карбонатизацией.

Проведенными детальными исследованиями изучена минеральная природа асбеста. В. Ф. Сыромятниковым и Б. Я. Меренковым он отнесен к режикит-асбесту, а Ю. К. Андреевым—к магнезиоарфведсонит-асбесту. Свойства асбеста в ряде случаев близки к свойствам метаколлоида, и большинством исследователей и его происхождение объясняется за счет раскристаллизации гелей.

Не касаясь рассмотренного выше вопроса о контактово-реакционном происхождении асбеста, авторы в заключение хотели бы подчеркнуть еще одну парагенетическую особенность в локализации щелочного амфибол-асбеста, позволяющую выяснить дополнительные аспекты его происхождения. Иногда в незначительном количестве во внешней части тальково-карбонатной зоны наряду с примесью серпентина присутствуют кристаллические неасбестизированные вкрапленники щелочной роговой обманки. В связи с этим можно высказать предположение, что щелочной амфибол-асбест представляет продукт перехода такой роговой обманки, возникшей в высокотемпературную стадию, в коллоидное состояние с последующим перераспределением и кристаллизацией в асбестовидные агрегаты при метаморфизме в условиях понижающейся температуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные примеры специализированной крупномасштабной съемки гипербазитов и первые положительные результаты позволяют утверждать, что геологическое картирование как метод поисков несомненно себя оправдало.

Большинство гипербазитовых массивов Урала обеспечено геологической основой только мелких масштабов, поэтому для ведения дальнейших поисковых работ в новых районах предварительное создание специализированной геологической карты масштаба 1 : 10 000 представляется совершенно обязательным, тем более что с учетом данных геофизических исследований, которые должны включаться в общий комплекс поисковых работ, собственно поиски будут проводиться более целеустремленно и эффективно. Кроме того, следует учесть, что геологическая карта масштаба 1 : 10 000 может и будет использована в целях поисков не только амфибол-асбеста, но также целого ряда других полезных ископаемых— асбеста хризотилового, талька, магнезита, хромитов, медных и никелевых руд, золота и платины. Кроме того, к змеевикам приурочены месторождения корунда (плагиоклазитов) и некоторых драгоценных камней, которые также представляют большой промышленный интерес.

Уральское геологическое управление

В. Ф. Дыбков

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ОРУДЕНЕНИЕ В БАЖЕНОВСКОМ АСБЕСТОНОСНОМ РАЙОНЕ, И ВОПРОСЫ ПОИСКОВ СЛЕПЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Баженовский асбестоносный район, расположенный в 85 *км* к северо-востоку от Свердловска, представляет наиболее крупную и старую сырьевую базу асбеста в Союзе. За время длительной эксплуатации Баженовского месторождения здесь были установлены основные закономерности локализации хризотил-асбеста, в той или иной мере выявленные впоследствии и на других асбестовых месторождениях. В связи с широким развитием эксплуатационных работ здесь впервые возникла проблема выявления слепых залежей, которой занимался и автор настоящей статьи.

Баженовское асбестоносное поле приурочено к одноименной ультраосновной интрузии, входящей в состав восточного Баженовско-Алапаевского серпентинитового пояса Среднего Урала. Эта интрузия, в общем согласная с вмещающей осадочно-эффузивно-метаморфической среднепалеозойской толщей, вытянута в меридиональном направлении на 22 *км* при ширине от 0,8 *км* в центральной части до 2,5 *км* в северной и южной частях. Интрузия представляет линзообразное тело, круто падающее на запад. В северной части ее развиты преимущественно пироксениты, в средней и южной — перидотиты. С запада и севера ультраосновные породы ограничены габбро, на контакте с которыми образуется зона пироксенитов, переменного состава — от вебстеритов до бронзититов. С востока и юга интрузия ограничена более молодым гранитным массивом. В средней части интрузия, в пределах которой расположено асбестоносное поле, проходит несколько зон разломов, выполненных мощными дайками кислых пород. Эти зоны разломов и сопровождающие их серпентиниты разбивают интрузию на ряд блоков, в центре которых сохранились слабо серпентинизированные перидотитовые ядра с размерами, возрастающими в направлении с севера на юг. В южной части массива несерпентинизированные перидотиты распространены наиболее широко.

Размещение промышленных залежей хризотил-асбеста в Баженовском районе, так же как и распределение непромышленной минерализации, в первую очередь контролируется распределением благоприятных по петрографическому составу ультраосновных пород. Такими породами являются перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты, с которыми и связаны как все промышленные залежи, так и многие непромышленные асбестопроявления. Среди пироксенитов обнаруживается лишь непромышленная асбестоносность и то лишь на таких участках, где пироксениты или являются существенно оливиновыми, или перемежаются с перидотитами.

Так называемая главная асбестоносная полоса, имеющая протяженность около 10 *км* и ширину до 1,3 *км*, к которой приурочены все эксплуатируемые ныне залежи, целиком располагается среди перидотитов и апоперидотитовых серпентинитов. На всем протяжении этой полосы никаких сколько-нибудь крупных обособлений массивных пироксенитов или образовавшихся по ним апопироксенитовых асбестоносных серпентинитов не обнаружено. Исключение составляют лишь очень мелкие тела, обычно оказывающиеся не только не асбестоносными, но и несерпентинизированными или серпентинизированными очень слабо.

«Главная асбестоносная полоса» проходит через всю центральную и южную части массива ультраосновных пород. На значительном протяжении с востока она ограничена рядом пироксенитовых шлир, лишь отчасти подвергшихся серпентинизации и содержащих только единичные маломощные жилки хризотил-асбеста. Столь же бесплодны пироксениты, развитые в виде шлир по западной периферии центральной и южной частей массива ультраосновных пород, где асбестоносные серпентиниты также отсутствуют и жилки асбеста появляются лишь в некотором удалении от выходов пироксенитов. Особенно резко это проявляется в южной части района, где по границе с массивом габбро шлиры пироксенита весьма многочисленны и обладают значительной мощностью и протяженностью.

В северной части массива, где пироксениты пользуются преобладающим распространением, проявления асбестоносности резко ослабевают, но отмечены более чем в двухстах пунктах. Асбестоносные породы здесь представлены только серпентинитами, не составляют крупных тел со значительным непрерывным распространением жил хризотил-асбеста и образуют лишь изолированные друг от друга залежи, содержащие в большинстве случаев только маломощные и короткие жилки с коротким волокном асбеста. Как показывает петрографическое изучение, в северной части массива асбестоносны обычно только такие серпентиниты, которые или полностью лишены признаков материнских пород, или явно образовались по перидотитам. Лишь в редких случаях асбестоносными оказываются серпентиниты, возникшие по существенно оливиновым пироксенитам.

Приуроченность асбестопроявлений преимущественно к серпентинизированным перидотитам, очевидно, является следствием того, что перидотиты по своему химическому составу ближе стоят к серпентинитам и хризотил-асбесту, чем пироксениты. По этой причине области распространения пироксенитов неблагоприятны для серпентинизации вообще и асбестообразования в особенности. Петрографический состав ультраосновных пород представляет, следовательно, важный фактор, контролирующий хризотил-асбестовое оруденение. Поиски промышленных залежей хризотил-асбеста в пироксенитах бесперспективны.

Из тектонических факторов в локализации и формировании залежей хризотил-асбеста особо важное значение имели разломы и зоны разломов постмагматической (для габбро-перидотитовой интрузии) фазы. Они явились главными подводящими каналами, вдоль которых поднимались гидротермальные растворы, вызывавшие аллометаморфическую серпентинизацию перидотитов и асбестообразование. Асбестоносность локализуется, однако, лишь по трещинам, оперяющим разломы и служившим распределяющими путями для растворов.

Все залежи хризотил-асбеста в Баженовском районе располагаются вдоль сопряженных между собой постмагматических разломов и зон разломов. Такими разломами являются: 1) крутопадающие субмеридиональные; 2) крутопадающие субширотные и диагональные (северо-западного и северо-восточного простирания); 3) горизонтальные и пологопадающие разных азимутов. Характеристика их известна по ряду опубликованных

работ П. М. Татаринова. Указанные разломы сопряжены между собой и разбивают массив ультраосновных пород на отдельные блоки, имеющие в перидотитовой части массива эллипсоидальную форму.

От положения постмагматических разломов и их сочетания между собой зависят размещение залежей хризотил-асбеста, их форма, размеры и внутреннее строение. Все залежи связаны с серпентинитовыми полосами, возникшими вдоль разломов всех трех систем, и тяготеют к периферическим частям перидотитовых блоков, уцелевших от серпентинизации. Строение залежей является зональным. К разлому, отмеченному дайкой гранитоида, оталькованными и рассланцованными серпентинитами, иногда тальковыми и тальково-карбонатными породами, обычно примыкают массивные неасбестоносные серпентиниты, за которыми следуют связанные постепенными переходами зона серпентинитов с просечками и единичными жилками асбеста, зоны мелкопрожила, мелкой сетки, крупной сетки (в ядрах крупных петель которой иногда сохраняются слабо серпентинизированные перидотиты), зона перидотитов с простыми и сложными оторочененными жилами асбеста, сменяющаяся затем слабо серпентинизированными и практически неасбестоносными перидотитами.

Такое строение залежей и последовательная смена одной зоны другой закономерны и представляют следствие соответствующего развития трещиноватости (дорудной и внутриминерализационной), постепенно ослабевающей в направлении от постмагматических разломов к центрам заключенных между разломами блоков.

Все залежи строго следуют вдоль разломов и подобно самим разломам закономерно сопряжены между собой. Залежи, возникшие вдоль разломов разных систем, сливаются при этом в геометрически единое тело эллипсоидальной формы, в разной мере искаженной в зависимости от положения контролирующих разломов и среза эрозионной поверхностью. Такие тела имеют концентрически-зональное строение, причем в центре эллипсоида оказывается блок слабо серпентинизированного перидотита; периферию же составляют асбестоносные зоны, окаймляющие блок со всех сторон. В таких концентрически-зональных телах серпентиниты с просечками и единичными жилками асбеста составляют непромышленную внешнюю зону, в определенных условиях имеющую важное поисковое значение как указатель скрытого на глубине оруденения. Выход таких серпентинитов на поверхность или наличие их на глубине в блоке между крутопадающими разломами одной и той же системы, расходящимися с глубиной (т. е. расстояние между разломами с глубиной возрастает), свидетельствует о наличии слепого рудного тела, имеющего концентрически-зональное строение. При ином положении разломов, например, при падении их навстречу друг другу, заключенные между разломами блоки серпентинитов с просечками асбеста являются неперспективными, так как представляют собой внешнее нижнее окаймление концентрически-зонального тела и с глубиной будут выклиниваться.

Постмагматические разломы не везде сопровождаются залежами хризотил-асбеста, однако изучение тектонического строения массива ультраосновных пород, особенно поведения постмагматических разломов, имеет важное значение для определения возможного размещения залежей хризотил-асбеста, не имеющих выхода на поверхность и скрытых на глубине. Перспективными в этом отношении являются блоки перидотитов и апоперидотитовых серпентинитов, заключенные между расходящимися с глубиной постмагматическими крутопадающими разломами.

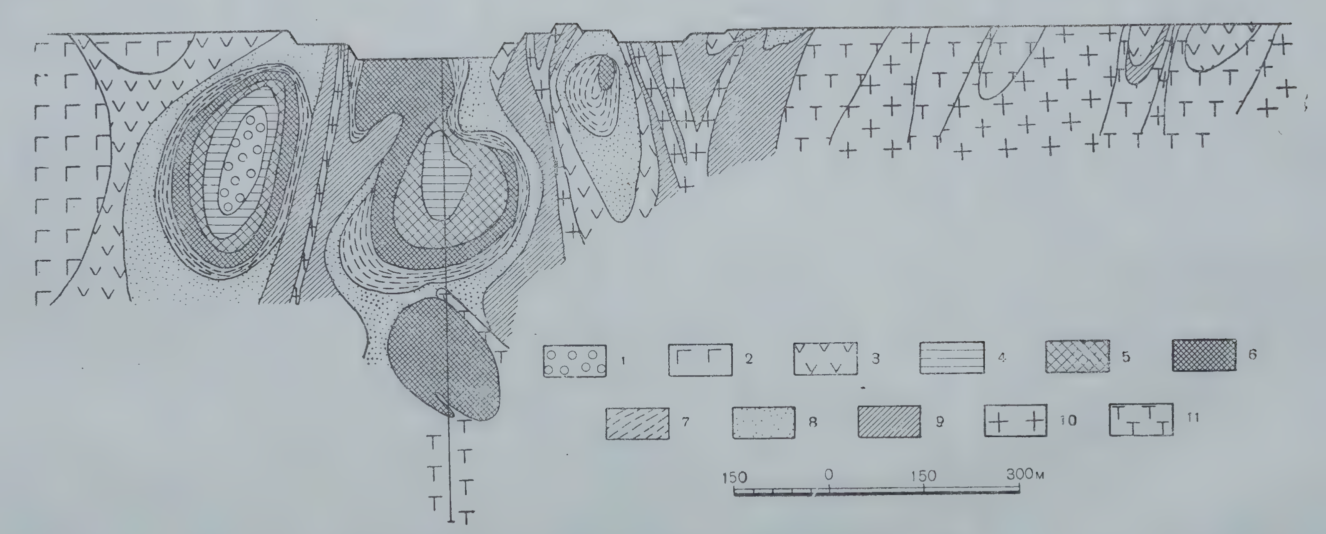
Магматический контроль проявляется в Баженовском районе в виде переработки ультраосновных пород гидротермальными растворами,

связанными как с габбро-перидотитовой интрузией, так и с гранитной магмой. Действие их было различным. Гидротермальные растворы габбро-перидотитовой интрузии равномерно распределялись в теле массива ультраосновных пород и вызывали лишь частичную, неполную, хотя и повсеместную серпентинизацию перидотитов. Изучение под микроскопом показывает, что в любой части района и на любой достигнутой глубине даже на очень большом удалении от сферы действия гидротерм гранитной интрузии перидотиты всегда в той или иной мере замещены серпентином, иногда на 15—20%. Такой серпентин рассматривается в качестве автометаморфического. Полная серпентинизация перидотитов в автометаморфическую фазу имела место лишь в зонах проявления начальной и позднемагматической прототектоники, где гидротермы вызывали интенсивное преобразование первичной породы. Серпентинизация в эту фазу лишь в редких случаях сопровождалась, по-видимому, развитием жилок хризотил-асбеста.

Действие гидротерм гранитной интрузии было иным и ограничивалось сферами развития зон разломов и оперяющих их трещин. В зависимости от состава и температуры эти гидротермы вызывали разное преобразование окружающих пород. Вблизи контактов с гранитами и у осевых частей разломов, фиксированных дайками гранитоидов, где действовали существенно углекислые растворы, имели место карбонатизация и оталькование с образованием кварцево-карбонатных, тальково-карбонатных и тальковых пород. Процессы серпентинизации происходили лишь в некотором удалении от гранитного очага и вызывались слабо минерализованными растворами. В сфере действия таких растворов перидотиты полностью преобразовывались в серпентиниты, причем одновременно возникали и развивались многочисленные жилы хризотил-асбеста. Автометаморфические серпентиниты подвергались при этом лишь перекристаллизации с преимущественным развитием антигорита.

Влияние магматического контроля на размещение хризотил-асбестового оруденения довольно сложно. За счет развития автометаморфических серпентинитов область возможного распространения промышленной асбестоносности оказывается сокращенной. Еще более сокращена она при возникновении тальково-карбонатных и им подобных пород в результате действия существенно углекислых растворов, выделившихся из гранитной магмы. Размещение промышленной асбестоносности в пространстве зависит от положения постмагматических зон разломов относительно гранитного очага. Среди перидотитов положительным является развитие разломов в некотором удалении от контакта с массивом гранитов, обусловившее благоприятное сочетание тектонического фактора с закономерным изменением состава гидротермальных растворов, вызывавших аллометаморфические преобразования исходной породы.

В Баженовском асбестоносном районе выполнены огромные по объему геологоразведочные работы и сложилась уже определенная методика изучения геологического строения глубинных частей массива ультраосновных пород. Этому изучению способствуют как интенсивная эксплуатация месторождения, достигшая уже глубины в несколько десятков метров, так и детальные разведочные работы, осуществляемые при помощи глубокого колонкового бурения. В пределах «главной» и «западной» асбестоносных полос попутно с решением основных разведочных задач этими работами строение массива освещается на всю глубину распространения залежей, выходящих на дневную поверхность, т. е. на 500—600 *м*. По дайкам диорит-аплитов и других пород кислой магмы, полосам тальково-карбонатных пород и рассланцованных серпентинитов в процессе разведки хорошо прослеживаются выявленные при геологическом картировании



Фиг. 1. Схематический поперечный разрез центральной части Баженовского массива ультраосновных пород

1 — перидотиты; *2* — габбро; *3* — неасбестоносные серпентиниты; *4* — перидотиты с простыми и сложными оторочеными жилами хризотил-асбеста; *5* — перидотиты и серпентиниты с крупной сеткой жил асбеста; *6* — серпентиниты с мелкой сеткой жил асбеста; *7* — серпентиниты с мелкопрожилом; *8* — серпентиниты с «просечками» асбеста; *9* — рассланцованные серпентиниты; *10* — граниты, диориты, диорит-аплиты и другие дайковые породы кислой магмы; *11* — тальковые и тальково-карбонатные породы

крутопадающие разломы и зоны разломов, устанавливаются новые разломы.

Для изучения строения верхнего горизонта центральной части массива за пределами главной асбестоносной полосы в свое время по инициативе П. М. Татаринова в генеральном проекте разведки была разработана программа разбуривания серии так называемых опорных профилей, ныне полностью, по-видимому, выполненная. По этим профилям через каждые 400 *м* строение массива освещается от лежачего до висячего бока на всю его ширину до глубины 200—300 *м*.

Изучение строения массива на большие глубины (до 1000—1200 *м*) также по инициативе П. М. Татаринова начато серией уже пробуренных скважин структурного бурения. Этими скважинами установлено, в частности, наличие нескольких глубинных рудных тел, не имеющих выхода на поверхность и скрытых под ранее известными залежами. Часть таких залежей затем разведана.

В совокупности по результатам всех видов геологоразведочных работ в Баженовском асбестоносном районе известны сейчас залежи хризотил-асбеста трех типов (фиг. 1), отличающиеся по глубине распространения: 1) приповерхностные залежи, прикрытые лишь небольшим слоем делювиально-элювиальных отложений, в основном уже вскрытые горными работами и эксплуатируемые; 2) залежи, не имеющие выхода на дневную поверхность и скрытые на небольшой глубине под серпентинитами с непромышленной асбестоносностью типа просечек; вместе с залежами первого типа они составляют залежи первого по глубине расположения яруса; 3) залежи, скрытые под приповерхностными участками массива или под залежами первого яруса,— залежи второго яруса. Несомненно, что в дальнейшем будут обнаружены и залежи последующих ярусов.

Из геофизических методов разведки в Баженовском районе в качестве вспомогательного при геологической съемке применялась лишь микромагнитометрия. Данные микромагнитометрии помогали установлению контактов между массивом ультраосновных пород, с одной стороны, и габбро и гранитоидами — с другой. С помощью микромагнитометрической съемки внутри массива ультраосновных пород был выявлен ряд даек гранитоидов, а также ряд полос тальково-карбонатных пород, отальковванных и рассланцованных серпентинитов, что в свою очередь способствовало выявлению и прослеживанию постмагматических зон разломов. По данным микромагнитометрии контуры распространения слабо серпентинизированных перидотитов устанавливаются лишь приближенно, разделение же асбестоносных и неасбестоносных серпентинитов вследствие близости магнитных свойств этих пород вообще невозможно. Тем не менее уже при первой постановке микромагнитометрических работ в 1934 г. Д. С. Миковым был дан прогноз возможного положения одной из скрытых залежей хризотил-асбеста, впоследствии подтвержденный горными работами (Пожарная залежь). Возможности микромагнитометрии ограничиваются, по-видимому, лишь самыми верхними горизонтами. Таким образом, применение геофизических работ не может быть основой выявления слепых залежей. Поэтому главную роль в разведке таких тел должно играть продуманное использование рассмотренных выше факторов, определяющих локализацию хризотил-асбеста.

Ленинградский горный институт

В. Р. Артемов, В. Н. Кузнецова

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА В КИЕМБАЕВСКОМ АСБЕСТОНОСНОМ ПОЛЕ

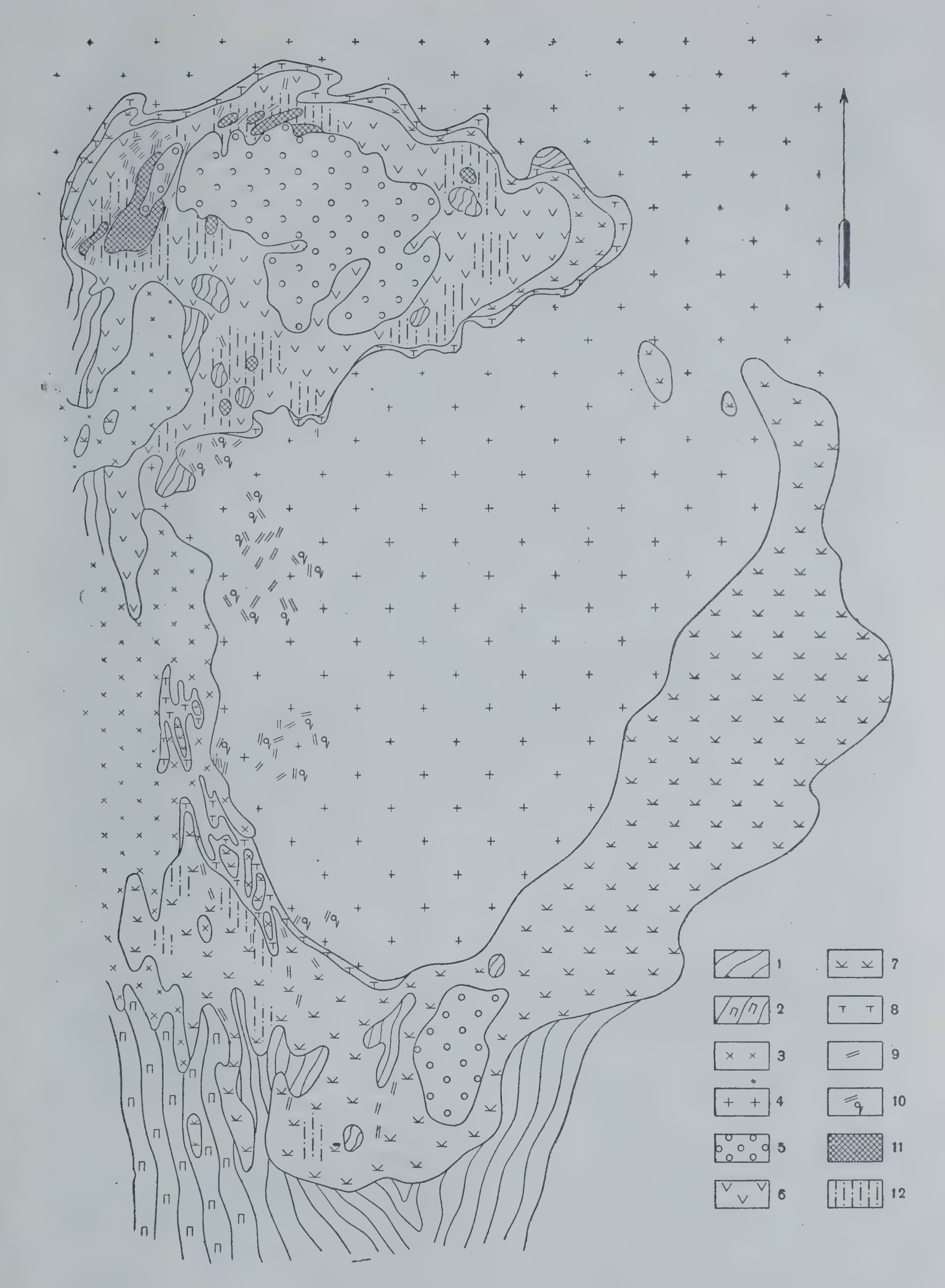
Выявленное в недавнем прошлом Киембаевское месторождение хризотил-асбеста, расположенное в Оренбургской области, уже сейчас занимает второе место в СССР по разведанным запасам. В дальнейшем это асбестоносное поле несомненно будет еще изучаться как с поверхности, так и в особенности на глубину. Знание основных закономерностей размещения асбестоносных серпентинитов позволяет подойти к выяснению вопроса генетической связи хризотил-асбестового оруденения с интрузиями и наиболее целесообразно направлять разведочные работы. Обоснование выдвигаемых авторами положений делается с учетом ранее освещенных в печати петрографо-генетических особенностей Киембаевского поля (Кузнецова, 1960, 1961), а также геолого-структурных особенностей второго крупнейшего на Южном Урале Джегытаринского месторождения хризотил-асбеста, имеющего ряд общих черт с Киембаевским (Артемов, 1959, 1960).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АСБЕСТОНОСНОГО ПОЛЯ

Киембаевская ультраосновная интрузия в отличие от многих резко вытянутых конкордантных массивов восточного склона Южного Урала в плане имеет неправильную форму. Округлое тело гранитоидов, внедрившееся примерно в средине ультраосновной интрузии, разобщает ее на два массива — Южный и Северный (фиг. 1). Северный массив размером 6×8 *км* округлый, почти изометричный, с небольшим удлинением в широтном направлении, а Южный, серповидно облекая массив гранитоидов, меняет свою ширину от нескольких десятков и сотен метров на севере до 2,5—3 *км* на юге, в месте соединения западной и восточной ветвей; здесь на протяжении 3—4 *км* простирание Южного массива широтное.

Вмещающие породы Северного массива почти на всем протяжении контакта представлены гранодиоритами. Южный массив с вогнутой стороны граничит также с гранитоидами, а с выпуклой его окружают либо углисто-глинистые, углисто-кремнистые и железисто-кремнистые сланцы с известковистыми прослоями (на юге и юго-востоке), либо измененные диабазы, диабазовые порфириты, кремнистые сланцы и туффиты (на юго-западе и западе).

В строении Северного массива наблюдается обычная для перидотито-во-серпентинитовых массивов зональность, которая выражается в



Фиг. 1. Схема геологического строения Киембаевского массива гипербазитов по В. Р. Артемову и В. Н. Кузнецовой

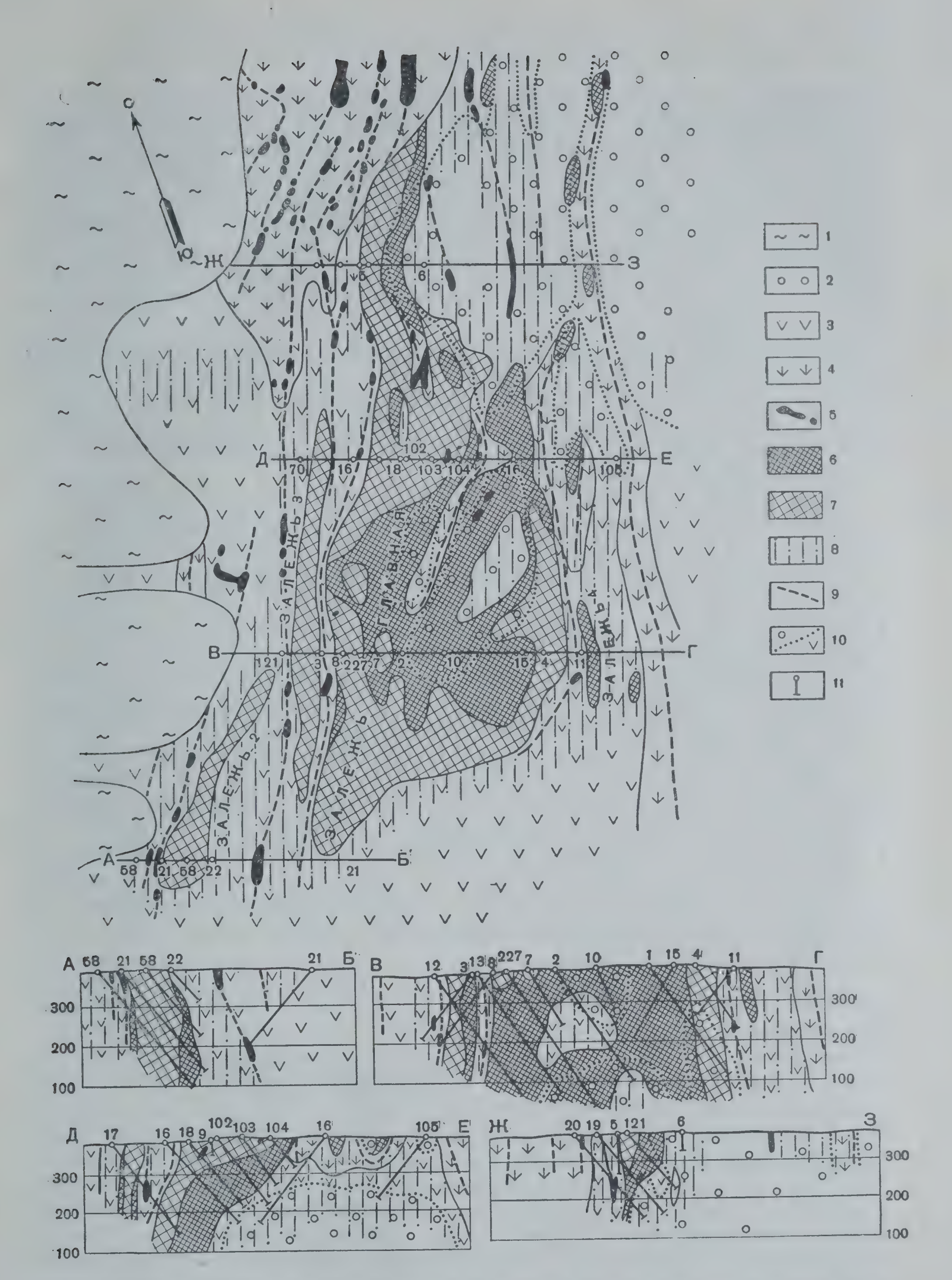
1 — кремнисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы и туффиты; *2* — метаморфизованные диабазовые порфириты, плагиоклазовые и уралитовые порфириты; *3* — диоритовые порфириты, кварцевые альбитофиры, плагиогранит-порфиры; *4* — плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты; *5* — перидотиты и дуниты, частично серпентинизированные; *6* — серпентиниты смешанного состава; *7* — антигоритовые перекристаллизованные серпентиниты; *8* — оталькованные серпентиниты, талькиты; *9* — дайки диоритовых порфиритов, альбитофиров, микродиоритов, лампрофиров и их метаморфических производных (в серпентинитах): гранатово-пироксеновых, гранатово-везувиановых, хлоритово-гранатовых и прочих известково-силикатных пород; *10* — кварцевые жилы; *11*—асбестоносность сетчатого типа; *12* — редкие единичные жилки и просечки асбеста

последовательной смене от середины к периферии перидотитов и дунитов серпентинитами смешанного состава, затем перекристаллизованными антигоритовыми серпентинитами, переходящими нередко на контакте с гранитоидами в оталькованные серпентиниты и тальковые породы. В наиболее хорошо изученной западной части массива ширина полосы серпентинитов достигает 1 *км*, что несомненно связано с наличием здесь нескольких зон разломов, установленных по наличию даек и перемятых рассланцованных серпентинитов. Разломы отделяют от большого восточного ядра перидотитов и дунитов величиной 3 × 4 *км* менее крупные ядра размером до 0,3 × 0,6 *км*, серпентинизированные по периферии. Северный и восточный контакты большого ядра с окаймляющими его серпентинитами по данным магнитометрической съемки сравнительно ровные, а в южной части по зонам повышенной магнитной восприимчивости, свойственной серпентинитам, намечается отделение от большого ядра еще двух мелких ядер частично серпентинизированных ультрабазитов, из которых одно имеет величину 0,5 × 1 *км*, другое 0,6 × 0,9 *км*. Ширина полосы серпентинитов в северной части массива не превышает 0,5 *км*; к востоку она увеличивается до 1—1,5 *км*, на юго-востоке сокращается до 0,6 *км* и на юге и юго-западе вновь возрастает до 1—1,5 *км*. Значительная ширина серпентинитов на востоке и юге объясняется, по-видимому, пологим залеганием контактовой поверхности ультрабазитов с вмещающими их породами. Из-за плохой обнаженности эти участки изучены еще слабо.

На площади Северного массива в настоящее время выявлено три асбестоносных участка. Один из них, самый крупный, приурочен к западной части массива, где находится Главная залежь и сопровождающие ее три залежи меньших размеров. Другой — Северный, расположен к северо-западу от большого дунитово-перидотитового ядра, а третий — на расстоянии 1 *км* от него к югу. Все участки располагаются в контактовой зоне перидотитов и дунитов с серпентинитами. На значительных интервалах контакта вокруг большого ядра и вокруг малых южных ядер, по данным проведенных работ, промышленная асбестизация не установлена, однако эти данные нуждаются в уточнении.

В районе Главной залежи асбестоносность контролируется тремя зонами разломов: западной, восточной и центральной. Разломы фиксируются перемятыми и рассланцованными серпентинитами, а также дайками диоритовых порфиритов и лампрофиров. Максимальная длина даек не превышает 200—250 *м* и в среднем составляет 20—30 *м*. Дайки в зонах разломов располагаются обычно цепочками, не всегда прямолинейными. Простирание отдельных даек, совпадая в целом с простиранием разломов, меняется в пределах 10—30°. В западной зоне насчитывается до семи разломов, захватывающих полосу серпентинитов шириной 300—500 *м*, длиной 2—2,5 *км*. Восточная меридиональная зона разломов имеет длину 2—2,5 *км* и ширину от 40—50 *м* на севере до нескольких сотен метров на юге. Она отделяет асбестоносные серпентиниты и мелкие ядра перидотитов и дунитов Главной залежи от большого, расположенного восточнее ядра тех же пород. Центральная зона разлома, располагаясь между западной и восточной, пересекает Главную залежь, соединяясь в северо-восточном направлении с восточной зоной разломов. На юго-западе центральная зона затухает внутри асбестоносных серпентинитов. Помимо отмеченных основных зон разломов, на участке Главной залежи устанавливается еще ряд более мелких тектонических нарушений.

Форма Главной залежи осложнена присутствием ее в пределах слабо асбестизированных мелких ядер перидотитов и дунитов. В плане полоса серпентинитов с промышленной асбестоносностью вытянута в северо-восточном (15—20°) направлении на 1,8 *км* при ширине до 620 *м* (фиг. 2).



Фиг. 2. Структурно-геологическая схема и разрезы участка залежи Главной Киембаевского месторождения хризотил-асбеста, по В. Р. Артемову и В. Н. Кузнецовой

1 — пестроцветные и бурые глины с бобовинами лимонита; *2* — перидотиты и дуниты; *3* — серпентиниты безрудные; *4* — серпентиниты безрудные, рассланцованные; *5* — дайки диоритовых порфиритов, лампрофиров, микродиоритов и их метаморфических производных — гранатовых, гранатово-хлоритовых и других пород; *6* — асбестоносность крупносетчатого типа; *7* — асбестоносность мелкосетчатого типа; *8* — асбестоносность типа просечек и редких единичных жилок асбеста мощностью до 5—7 *мм*; *9* — осевые линии зон разломов; *10* — контакты перидотитов и дунитов с серпентинитами; *11* — скважины колонкового бурения

Окаймляя практически безрудные ядра перидотитов и дунитов, асбестоносные серпентиниты, а также перидотиты и дуниты разделяются на два крыла, которые сливаются в южной части в одну зону и образуют, таким образом, спаренную залежь симметрично-поясового строения. Восточное крыло имеет по сравнению с западным небольшую (примерно 400 *м*) длину и довольно резко выклинивается на севере. Асбестоносная залежь падает здесь круто на восток под углом 75—80°. Мощность асбестоносных пород в этом крыле возрастает с севера на юг от нескольких десятков метров до 270—300 *м*. Западное крыло залежи от места соединения с восточным прослежено в длину на 1,3 *км* при помощи от 50 до 320 *м*. Асбестоносная зона падает со стороны висячего бока вертикально, а в лежачем боку — под углами 40—80° к западу. После соединения крыльев залежь довольно резко (на протяжении 500 *м*) выклинивается к югу. Падение ее восточного контакта здесь крутое, на восток —80°, западного —также на восток —70°. На глубину асбестизация распространяется в центральной части залежи до 800 *м*.

Руды Главной залежи представлены двумя типами асбестоносности: крупной и мелкой сеткой жил, локализованных главным образом в серпентинитах и в меньшей степени в серпентинизированных перидотитах и дунитах. Жилы отороченного типа встречаются крайне редко, а мелкопрожил и сложные отороченные жилы отсутствуют вообще. Сетчатые руды принципиально ничем не отличаются от сетчатых руд Баженовского и других месторождений. В распределении зон мелко- и крупносетчатой асбестоносности наблюдается, однако, существенное отличие по сравнению с Джетыгаринским и особенно Баженовским месторождениями. Если на последних двух месторождениях зона крупной сетки, как правило, располагается вблизи перидотитовых ядер, сменяясь затем ближе к серпентинитам зонами мелкой сетки и мелкопрожила, то на Главной залежи, наоборот, мелкосетчатый тип асбестоносности тяготеет к перидотитово-дунитовым ядрам, а серпентиниты с крупной сеткой занимают периферические части залежи вблизи зон разломов. Характерно, что мелкосетчатый тип здесь может встречаться в частично серпентинизированных перидотитах и дунитах. Руды мелко- и крупносетчатого типа находятся примерно в одинаковом соотношении, хотя в южной части залежи явно преобладает крупная сетка.

Главная залежь сопровождается тремя залежами меньших размеров, выделенными под номерами 2, 3 и 4. Залежь 2 вытянута в длину на 600 *м* при ширине в плане 50—100 *м* и контролируется двумя разломами западной зоны. На глубину она прослежена до 270 *м*, обнаруживая крутое падение и увеличение мощности до 150 *м*. Асбестоносность в этой залежи в основном представлена крупносетчатым типом. Залежь 3, расположенная к востоку и северо-востоку от предыдущей также между разломами западной зоны, имеет вертикальное падение и прослеживается на расстояние около 1 *км*, при мощности 50 *м*. Асбестоносность в этой залежи представлена в основном серпентинитами с крупносетчатым асбестом, сменяющимися мелкосетчатыми рудами лишь вблизи контакта с безрудными серпентинитами. Залежь 4, расположенная к востоку от Главной, контролируется разломами восточной зоны. Все четыре залежи сближены и отстоят друг от друга на расстояние не более 50—100 *м*.

Северный участок, как и участок Главной залежи, характеризуется наличием ряда разломов, фиксируемых смятыми серпентинитами и дайками порфиритов. Судя по магнитометрическим данным, здесь также от большого перидотитового ядра по разломам намечается отделение более мелких ядер, однако в деталях структура участка еще не выяснена. Участки с промышленной асбестоносностью, образующие линзовидные

тела, разделяются серпентинитами с редкими единичными жилками асбеста или совершенно безрудными, иногда рассланцованными серпентинитами. Величина отдельных рудных тел достигает 300—400 *м* в длину при мощности до 100 *м*. В юго-западной части участка простирание асбестоносных полос близко к меридиональному, а затем оно меняется на широтное, следуя изменению простирания контакта перидотитов и серпентинитов. Прослеженная длина участка составляет 1,2 *км*, ширина до 300 *м*. Восточная его граница точно не установлена из-за плохой обнаженности.

Асбестоносность на северном участке представлена исключительно рудами сетчатого типа, причем наряду с обычными поперечноволокнистыми нередко встречаются косоволокнистые жилки или жилки с продольным волокном, свидетельствующие о неспокойной тектонической обстановке во время асбестообразования. В смятых серпентинитах по трещинам часто наблюдаются примазки немалита, напоминающего продольноволокнистый асбест, с которым он может давать тесное прорастание. На глубину залежи Северного участка изучались мало. По единичным скважинам установлено распространение асбестизации не менее, чем на 200 *м* от поверхности. Третий участок Киембаевского месторождения асбеста детально с поверхности и на глубину еще не обследован.

Южный Киембаевский массив, по сравнению с Северным, серпентинизирован в значительно большей степени, причем среди серпентинитов преобладают перекристаллизованные антигоритовые разности. Лишь в южной, наиболее широкой части массива по данным магнитометрии выделяется перидотитовое ядро величиной 0,5 × 2 *км*, ориентированное длинной осью в меридиональном направлении. Антигоритизация серпентинитов отмечается не только в краевых частях, но и в срединных, захватывая иногда частично серпентинизированные (в стадию автометаморфизма) перидотиты. Быстрый переход перидотитов в антигоритовые серпентиниты с весьма слабым развитием зоны серпентинитов смешанного состава является одной из главных особенностей Южного массива. Асбестизация развита весьма слабо. Она отсутствует даже на контакте перидотитов и серпентинитов. Жилки косоволокнистого асбеста в зонах смятия, просечки и редкие единичные жилки мощностью до 3—4 *мм* спорадически встречаются только в серпентинитах западной части массива. Восточная его половина на асбестоносность специально еще не обследовалась.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ АСБЕСТОНОСНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И ФАКТОРЫ ИХ ЛОКАЛИЗАЦИИ

Анализируя размещение залежей хризотил-асбеста в пределах Киембаевской ультраосновной интрузии и увязывая его с геолого-структурной обстановкой как на площади самих ультрабазитов, так и во вмещающих породах, можно наметить ряд закономерностей. Прежде всего, как и на других месторождениях хризотил-асбеста, здесь устанавливается, что все более или менее крупные залежи располагаются в контактовой зоне перидотитов и дунитов, серпентинизированных частично в стадию автометаморфизма, с нацело серпентинизированными разностями этих пород. Наличие перидотитов и дунитов является, таким образом, обязательным для развития процессов асбестизации в больших масштабах, что надо объяснять, вероятно, физическими свойствами перидотитов и дунитов, значительно более хрупких по сравнению с серпентинитами и потому способных раскалываться по линиям значительного протяжения с образованием ослабленных и легко проницаемых для асбестообразую-

щих растворов зон. Кроме того, частично серпентинизированные ультрабазиты представляют среду, благоприятную для развития процессов аллометаморфической серпентинизации и асбестизации, благодаря своему химизму. Можно также полагать, что в этой фронтальной зоне аллометаморфизма низкотемпературный термический режим особенно благоприятствовал выпадению из растворов жильных серпентиновых минералов. Нацело серпентинизированные в стадию авто- или аллометаморфизма ультрабазиты, вероятно, неблагоприятны для образования крупных залежей хризотил-асбеста вследствие склонности к пластическим деформациям. Закономерно располагаясь в контактовой зоне перидотитов и серпентинитов, промышленная асбестизация прослеживается, однако, далеко не по всей длине контактов, в связи с чем следует предполагать, что не одна эта закономерность определяет размещение более или менее крупных залежей. Хотя в некоторых местах на карте безрудный контакт ввиду слабой обнаженности показан условно, отсутствие асбеста между перидотитами и серпентинитами на многих участках не вызывает сомнения.

Если рассматривать поведение серпентинизации и асбестизации по отношению к гранитоидным интрузиям, то на примере и Северного и Южного массивов можно утверждать, что само по себе наличие гранитоидов, слагающих обширные поля в Киембаевском районе, на уровне современного эрозионного среза мало влияет на интенсивность развития процессов аллометаморфической серпентинизации и, очевидно, совершенно не влияет на размещение промышленной асбестизации. Северный массив почти со всех сторон окружен гранодиоритами, подстилающими его, возможно, и на глубине, однако ширина каймы нацело серпентинизированных пород далеко не одинакова, о чем уже говорилось выше. Контакт ультрабазитов с гранитоидами в общем случае, видимо, следует рассматривать как ослабленную зону, способную обеспечить продвижение агентов серпентинизации, но на разных участках интенсивность метаморфизма зависит от ряда дополнительных факторов: положения контактовой поверхности, степени серпентинизации в стадию автометаморфизма, тектонической активности и т. д. В зависимости от сочетания этих факторов аллометаморфическая серпентинизация захватывает ультрабазиты на бо́льшую или меньшую мощность. При этом она, как правило, не сопровождается асбестизацией, вероятно, вследствие медленного продвижения растворов, которые расходуются в основном на образование породообразующих серпентинов. Этот вывод подтверждается отсутствием асбестоносности в восточной половине Северного массива и в Южном массиве именно там, где ультрабазиты контактируют с гранитоидами. Таким образом, прямой пространственной зависимости между размещением залежей асбеста и интрузией гранодиоритов в Киембаевском районе не намечается.

Высказанное положение нельзя, однако, распространять на малые гранитоидные интрузии. Как показали детальные поисковосъемочные работы в районе Киембаевского, а также и Джетыгаринского месторождений хризотил-асбеста, имеется два типа интрузий: крупные батолитового типа гранитоидные интрузии, слагающие обширные поля площадью до нескольких сотен квадратных километров, и малые интрузии гипабиссального типа площадью до нескольких квадратных километров. Первые представлены обычно хорошо раскристаллизованными (независимо от расстояния до контакта с вмещающими породами) гранодиоритами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами, вторые — гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами и диоритовыми порфиритами. В тесной связи с малыми интрузиями находится внедрение даек, которые иногда являются их апофизами. Можно предполагать, что формирование крупных и малых

интрузий, прорывающих ультрабазиты, было многофазным, но бесспорно доказано в настоящее время существование только двух фаз: более ранней — внедрение гранодиоритов и плагиогранитов и более поздней — внедрение гранит-порфиров и порфиритов.

Малые интрузии располагаются обычно в краевых частях батолитов и приурочены к мощным ослабленным зонам, протягивающимся на десятки километров. В Киембаевском районе такая зона устанавливается в западной части ультраосновной и кислой интрузий, где, помимо сравнительно небольших массивов порфиритов и гранит-порфиров, имеется много даек порфиритов, прорывающих как ультрабазиты, так и гранодиориты, и кварцевых жил, секущих гранодиориты. Ультрабазиты здесь нередко отальković, а примыкающие к ним основные эффузивы катаклазированы и превращены в альбитово-актинолитовые и альбитово-хлоритово-актинолитовые породы. Характерно, что именно в пределах этой меридиональной зоны находится наиболее крупный асбестоносный участок — участок Главной залежи. Пространственная связь асбестового оруденения с малыми интрузиями намечается, таким образом, вполне отчетливо. В этом, по нашему мнению, состоит одна из главных закономерностей размещения промышленной асбестоносности.

Более детальное изучение структур на Киембаевском и Джетыгаринском месторождениях показывает, что асбестоносность контролируется разломами, которые в большинстве своем были заложены в дорудный период. По взаимоотношению асбестовых залежей с разломами бесспорно установлено, что не все из них служили подводящими каналами для асбестообразующих растворов, так как одни разломы сопровождаются залежами хризотил-асбеста, а около других асбестизация отсутствует. Разграничение таких рудных и безрудных разломов затруднительно, так как все они фиксируются дайками одного и того же петрографического состава или же полосами совершенно тождественных по внешнему виду и по составу серпентинитов. Так, в южной части Джетыгаринского массива промышленная асбестизация не установлена в зоне хорошо выраженного Центрального разлома, отделяющего малое перидотитовое ядро от более крупного, расположенного западнее, в то время как полоса серпентинитов здесь имеет ширину до 50 *м* и более. Не встречается асбест также возле большинства даек порфиритов на площади большого перидотитового ядра Джетыгаринского массива, где имеются довольно крупные дайки, достигающие в длину 2 *км* при мощности до 40 *м*, окаймленные серпентинитовыми оторочками мощностью до 10—20 *м*. Аналогичным образом и на Киембаевском месторождении, в районе Главной залежи, асбестизация слабо развита в северной половине восточной зоны разломов, хотя полоса сильно перемятых, рассланцованных серпентинитов на этом участке прослежена в длину на 400—500 *м* при ширине не менее 20—30 *м*. Все эти факты, очевидно, свидетельствуют о разрыве во времени между внедрением даек и поступлением асбестообразующих растворов, поднимавшихся из глубинных очагов гранитоидной магмы в заключительные этапы ее деятельности. Можно полагать, что тектонический план, подготовленный в основном в период внедрения даек, не оставался постоянным, так что к началу асбестообразования многие ослабленные в прошлом зоны оказались закупоренными. В связи с этим контролирующая роль некоторых разломов, фиксируемых дайками и зонами рассланцованных серпентинитов, кажется сомнительной.

Тесная пространственная связь асбестового оруденения с малыми гранитоидными интрузиями и дайками невольно наводит на мысль: не является ли эта связь не только парагенетической, но и генетической, т. е. не являются ли малые интрузии источником асбестообразующих гидро-

терм. Решение этого вопроса осложняется наиболее вероятным положением, что внедрение даек, сопровождающееся возникновением каналов, благоприятных для циркуляции гидротермальных растворов, в равной мере могло способствовать проникновению гидротерм, отщеплявшихся как от основного гранитоидного массива, так и от магмы, давшей серию малых интрузий. В пользу более вероятной, с нашей точки зрения, связи асбестообразующих растворов с малыми интрузиями, помимо пространственной связи их с асбестоносными залежами, свидетельствуют также более интенсивные автометаморфические изменения плагиоклазов в дайковых породах по сравнению с гранитоидами основной главной фазы, что указывает на обогащенность первых летучими компонентами. Некоторая независимость в расположении асбестовых залежей по отношению к дайковым породам, по-видимому, объясняется отщеплением растворов не непосредственно от соседних с залежами интрузивных тел, а от более глубоких их частей. Это соответствует очевидному общему положению, что на любом уровне в земной коре реакции протекают в основном за счет гидротерм, выделявшихся на значительно большей глубине.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные закономерности размещения залежей хризотил-асбеста в Киембаевском асбестоносном поле, нуждающиеся, конечно, в дальнейшем уточнении, имеют, вероятно, довольно общее значение. Это подтверждается, в частности, сходством условий локализации хризотил-асбестового оруденения в двух изученных авторами асбестоносных полях — Киембаевском и Джетыгаринском.

При исследованиях новых асбестоносных полей, очевидно, необходимо, помимо известных ранее факторов, контролирующих размещение хризотил-асбестовой минерализации — благоприятного состава ультраосновных пород, наличия ядер слабо серпентинизированных гипербазитов, зон разломов и молодых кислых интрузий, вызывающих аллометаморфическую серпентинизацию, также внимательно рассматривать роль гранитоидов основной фазы и малых интрузий кислого состава, которые могут быть главным магматическим фактором контроля размещения асбестовых залежей.

В свете этого положения следует продуманно развивать дальнейшие разведочные работы и в пределах самого Киембаевского асбестоносного поля, где восточная часть Северного и бо́льшая часть Южного массивов могут быть совершенно бесперспективными в отношении асбестоносности. После необходимой проверки выдвинутого положения разведочные работы в Киембаевском массиве целесообразно сосредоточить в западной его части, представляющей часть регионального пояса развития малых интрузий. В пределах этой зоны, как это видно на примере Главной залежи, максимальная асбестоносность проявляется в участках, где перидотиты разбиты сериями сближенных разломов на относительно небольшие ядра. В связи с этим при поисках новых залежей здесь основное значение приобретают тщательные геолого-структурные исследования.

Всесоюзный геологический институт

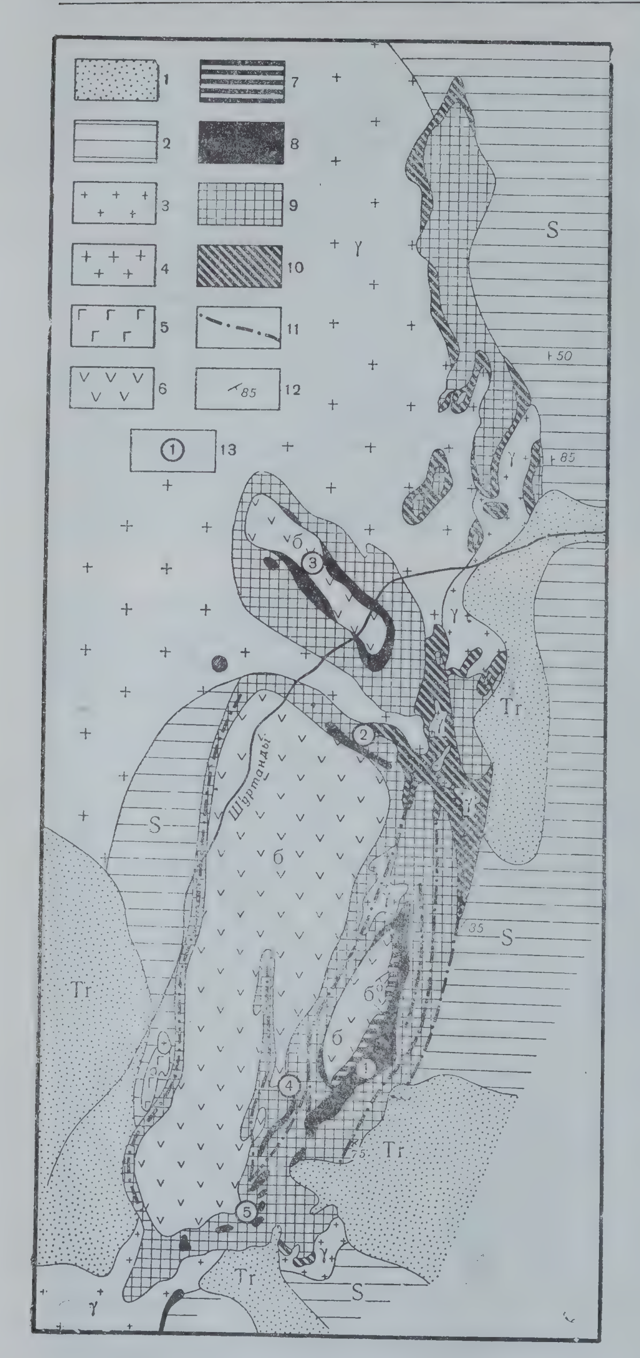
А. И. Наумов

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЖЕТЫГАРИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ В НЕМ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА И ТАЛЬКА

Джетыгаринское рудное поле, располагающееся на восточном склоне Южного Урала в пределах Кустанайской области, приурочено к одноименному массиву ультраосновных пород, вытянутому в меридиональном направлении на 23 *км* при средней ширине около 3 *км*. В пределах рудного поля располагаются крупные месторождения хризотил-асбеста, тальковых руд и золоторудное месторождение Веселый аул. Первоначально все исследования в рудном поле были связаны с золотоносностью и лишь начиная с 30-х годов, после того как А. Н. Гейслер в 1920 г. впервые отметил асбестоносность массива, развернулись широкие исследования месторождений асбеста, а в последние годы и талька. В этих исследованиях, продолжающихся и в настоящее время, принимал участие большой коллектив геологов, в том числе и автор этой статьи. Особенно большой вклад в дело изучения месторождений асбеста был внесен Н. С. Черемных. Наиболее детальное изучение геологического устройства района было проведено В. Р. Артемовым, составившим геологическую карту рудного поля, в схематизированном виде приведенную на фиг. 1.

Общие промышленные запасы асбеста Джетыгаринского асбестоносного поля составляют десятки миллионов тонн, при этом имеются определенные перспективы их увеличения. В настоящее время строительство рудника здесь уже завершено. Месторождения талька по предварительной оценке очень крупные (20—40 млн. *т*), однако до сих пор изучены менее детально. Около трети всех выявленных поисковыми работами тальковых руд удовлетворяет кондициям (в том числе частично соответствует и наиболее высококачественной марке А), а из тальковых руд смешанного состава могут быть получены тальковые концентраты и отходы, пригодные для производства дустов.

В системе геологических структур Уральской геосинклинали рассматриваемый район располагается в пределах Восточно-Уральского прогиба (приурочен к западному краю Притобольского прогиба) и составляет часть Варненско-Новогеоргиевского асбестоносного района и Аккаргинско-Джетыгаринского ультрабазитового поля. Стратиграфия палеозойских метаморфических толщ, слагающих район, разработана недостаточно и их расчленение носит во многом спорный характер. Наиболее древний и сильнее других толщ метаморфизованный комплекс гнейсов и кварцево-слюдистых сланцев, слагающий несколько опрокинутую на восток Мариинскую антиклинальную структуру, распо-



Фиг. 1. Структурно-геологическая схема Джетыгаринского рудного поля (составлена по материалам В. Р. Артемова и И. И. Волчка)

1 — третичные отложения (глины, пески, галечники, железистые песчаники и конгломераты); *2* — силурийские метаморфические сланцы (серицитовые, кремнисто-серицитовые, кремнисто-углистые, кварцитовидные кремнистые сланцы с прослоями известняков и порфиритов); *3* — порфировидные граниты и плагиограниты, кварцевые порфиры и альбитофиры; *4* — граниты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты; *5* — габбро и габбро-пироксениты; *6* — перидотиты; *7* — перидотиты с жилами асбеста отороченного типа; *8* — серпентиниты с промышленной асбестоносностью сетчатого типа; *9* — серпентиниты безрудные или с просечками и редкими единичными жилами асбеста; *10* — тальковые породы и отальکованные серпентиниты; *11* — крупнейшие разломы (фиксируются рассланцованными серпентинитами, и, как правило, дайками); *12* — элементы залегания; *13* — залежи хризотил-асбета (*1* — Основная, *2* — Лидинская, *3* — Гейслеровская, *4* — Малая, *5* — Новая)

ложенную северо-западнее рудного поля, по мнению одних исследователей, имеет ордовикский возраст, тогда как другие считают его докембрийским. Развитую непосредственно в пределах рудного поля и слагающую другую антиклинальную структуру эффузивно-песчано-сланцевую толщу большинство исследователей относят к силуру (или менее определенно — к нижнему палеозою). Юго-западнее рудного поля в пределах Милютинской антиклинальной структуры шириной около 10 *км* развит комплекс пород, включающий силурийские сланцы, вмещающие Джетыгаринский ультраосновной массив, и фаунистически охарактеризованную толщу девона, представленную эффузивными, песчано-сланцевыми, яшмовидными и красноцветными туфогенными отложениями мощностью 800 — 1000 *м*. В районе р. Тобол установлено налегание этой толщи на силурийские породы, однако соотношения этих свит в пределах Милютинской антиклинали остаются неясными.

Сложно дислоцированные палеозойские толщи инъецированы многочисленными интрузиями перидотитовой и гранитной формации. Породы пери-

дотитовой формации представлены перидотитами, дунитами, пироксенитами и в резко подчиненном количестве — габбро. Ультраосновные породы слагают в районе целый ряд крупных массивов, вытянутых в меридиональном направлении согласно с общим простиранием структур. К ним, помимо Джетыгаринского, относятся Милютинский, Шевченковский, Гришинский, Затобольский массивы. За исключением Джетыгаринского и Шевченковского массивов они нацело серпентинизированы.

Породы гранитной формации подразделяются на две возрастные фазы. К первой фазе относится крупный Милютинский гранодиоритовый массив, непосредственно контактирующий с запада с Джетыгаринским гипербазитовым массивом. Вторая фаза представлена более мелкими штоками кварцевых диоритов и микроклиновых гранитов, частично имеющих порфировое строение (Мариинский интрузив, гора Джеты-Кара и др.).

Жильные породы, комагматичность которых с той или иной интрузивной фазой или даже формацией не всегда ясна, представлены пироксенитами, порфиритами, лампрофирами (часто спессартитами), микродиоритами аплитами, пегматитами, альбитофирами, кварцевыми жилами.

Весь сложно дислоцированный комплекс палеозойских осадочно-метаморфических пород и инъицирующих их ранневарисцийских интрузий был эродирован и подвержен интенсивному мезозойскому выветриванию. Древняя кора выветривания мощностью местами до 75 *м* развита на всех породах района. На филлитовых сланцах и гранитоидах образуется каолиновая кора выветривания с особенно полным и четким профилем в изверженных породах. На ультраосновных породах в зависимости от состава четко выделяются коры выветривания силифицированного и нонтронитового профиля; первый развивается по перидотитам, второй — на серпентинитах.

Палеозойские породы и коры выветривания на значительных территориях с размывом перекрыты плащом палеогеновых песчаников мощностью до 15 *м*, которые в свою очередь перекрываются неогеновыми глинами (частично огнеупорными) и рыхлыми песчаными отложениями. Наконец, на значительной площади развиты также четвертичные лёссовидные суглинки мощностью до 11 *м*. Покров молодых отложений сильно затрудняет изучение структуры нижнего этажа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ

Джетыгаринский ультраосновной массив, целиком представляющий рудное поле, вытянут в меридиональном направлении на 23 *км* при средней ширине около 3 *км* и максимальной (в центральной части) — до 6 *км*. В общем контакты его довольно прямолинейные, круто падают на восток и согласны с простиранием палеозойской метаморфической толщи, осложняясь лишь в местах внедрения гранитоидов, расчленяющих массив на три части. На южном продолжении массива в палеозойских сланцах согласно залегают мелкие пластовые сателлиты гипербазита. Подобное залегание массива в значительной мере объясняется его приуроченностью к крупному региональному разлому, прослеженному в северном и южном направлениях на расстояние до 150 *км*. В районе рудного поля этот разлом, по-видимому, проходит по осевой части антиклинальной структуры, опрокинутой на восток и сложенной силурийской метаморфизованной толщей. Детали этой структуры и даже общий ее характер не совсем ясны, так как на больших площадях силурийская толща перекрыта третичными отложениями. Восточная часть массива на большом протяжении имеет резко выраженный тектонический контакт.

Силурийская метаморфическая толща собрана в изоклинальные складки и падает на восток под углом 50—85°. В составе толщи принимают участие филлиты, кварцево-сирицитово-хлоритовые сланцы с подчиненным количеством кварцево-слюдистых песчаников, кварцитов, рассланцованных порфиритов и мраморизованных известняков. С западной и южной стороны Джетыгаринского массива в составе толщи встречаются также углисто-кремнистые и амфиболовые сланцы, что иногда побуждало исследователей приписывать этой толще девонский возраст.

Джетыгаринский ультраосновной массив имеет крупные центральные ядра слабо серпентинизированных пород. Среди пород массива преимущественно развиты перидотиты— гарцбургиты и лишь отдельные небольшие участки сложены дунитами. Пироксениты встречаются лишь в виде мелких шлиров размером от нескольких сантиметров до 1—2 *м* или образуют более поздние жильные тела. Серпентиниты, судя по реликтовым структурам, имеют апогарцбургитовый характер. Жильная серия, комагматичная с ультраосновными породами, помимо пироксенитов, представлена дайками микродиоритов и внедрялась по двум системам нарушений до главного этапа серпентинизации и оруденения. Весьма характерно замещение в зальбандах более кислых дериватов этой жильной серии гранатово-пироксеновыми оторочками.

На значительной части западного контакта гипербазита с ним непосредственно соприкасаются гранодиориты крупного Милютинского массива, частично почти рассекающие его в средней части. В этом западном участке местами присутствуют краевые фации гранодиоритов диоритового и даже габбро-диоритового состава. В средней же части и в меньшей мере на юго-востоке массива установлен ряд относительно мелких штоков более поздних гранитоидов, иногда с порфировидным строением. Подобные же гранодиориты, но с более резко выраженным порфировым строением, секут ультраосновные породы по относительно мелким разломам. Эти гранитоиды и их жильная свита, представленная плагиоклазовыми, плагиоклазово-роговообманковыми, роговообманково-пироксеновыми и кварцевыми порфиритами, альбитофирами и кварцевыми альбитофирами, внедрялись по сериям разломов, синхронных с оруденением. Асбестовые залежи ориентированы согласно именно с этими разломами и гранитоидами.

Таким образом, внутреннее строение массива обусловлено двумя системами разломов — меридионального и широтного направлений, возникших до внедрения гранитов. Эти разломы, фиксирующиеся жильными комагматитами гипербазитового массива и иногда линзами хромита, не оказывали влияния на размещение асбестовых и тальковых тел. Наиболее резко на структуре массива сказались две системы разломов тех направлений, по которым внедрялись граниты и их жильная свита. Эти разломы явно служили каналами продвижения серпентинизирующих и асбестизирующих (а также отальковывающих) растворов и обусловили расчленение массива зонами серпентинизации на ряд овальных ядер, внутри которых в свою очередь вдоль более мелких разломов и жильных тел возникла сеть зон серпентинизации.

В значительной части массива на поверхность выходят непосредственно ультраосновные породы, но местами, особенно в средней части, преимущественно в пониженных частях рельефа, сохранились карманы и языки коры выветривания. Кора выветривания на серпентинитах имеет характерную вертикальную зональность. Зона охр в глубину последовательно сменяется зонами: нонтронитовой, выщелоченных серпентинитов, карбонатизированных серпентинитов с прожилками опала. Порошковатые и глинистые охры имеют желтые и черные окраски. Глиноподобные жир-

ные пятнистые красно-зеленые нонтрониты обычно являются наиболее развитой зоной, достигающей мощности 25 *м*. Через нонтронитизированные серпентиниты эта зона переходит в выщелоченные серпентиниты, из которых карбонатный материал выщелочен. В зеленовато-серых карбонатизированных серпентинитах, развитых ниже, в большом количестве присутствуют мелкие беспорядочные прожилки белого аморфного магнезита, а иногда опала. Ниже залегают свежие темно-зеленые серпентиниты. Наложение коры выветривания на асбестоносные зоны значительно снижает прочность асбестового волокна.

Асбестоносность

Весь Джетыгаринский массив представляет асбестоносное поле. Асбест встречается в том или ином количестве в полосах серпентинизации, однако асбестоносность промышленного характера проявилась лишь в отдельных участках. Всего выделено семь асбестоносных залежей: Основная, Гейслеровская, Лидинская, Забольничная, Синяя гора, Новая, Малая. Положение наиболее значительных из них показано на фиг. 1. Самые крупные залежи — Основная и Гейслеровская. Все залежи имеют непосредственный выход на поверхность. Однако в недавнее время в районе залежи Новой, не представляющей пока самостоятельного промышленного значения, выявлено слепое рудное тело на глубине 80—325 *м*.

Форма залежей определяется распространением промышленной асбестоносности. Обычно залежи окружены непромышленными зонами с асбестоносностью типа просечек, а в случае непосредственного прилегания с внутренней стороны к перидотитовым ядрам — также зоной редких одиночных жил. Наиболее значительная залежь—Основная расположена вокруг побочного перидотитового ядра в восточной части массива, неполностью облекая его с западной стороны. Относительно мелкие залежи Малая и Новая фактически продолжают к югу асбестоносную зону залежи Основной и возможно, что в этом районе в дальнейшем удастся выявить слепые рудные тела, подобные установленному на залежи Новая. Основная залежь в восточном своем крыле непрерывно протягивается на 3 *км* при средней ширине 200 *м* и максимальной (в южной части) — до 400 *м*. До глубины 500 *м* тенденция к выклиниванию залежи не установлена. Однако контакт серпентинитов и перидотитов, к которому приурочена залежь, падающий у поверхности на восток под углом 20—30°, с глубиной выкручивается, в связи с чем есть основания полагать, что залежь облекает снизу перидотитовое ядро и соединяется с западным крылом, имеющим встречное восточное падение.

Южное продолжение залежи Основной — залежь Малая, также в значительной части приуроченная к контакту серпентинитов и главного передотитового ядра, имеет линзовидную форму и протягивается на 500 *м* при мощности до 100 *м*. И с северной и с южной стороны залежь ограничивается разломами и сопровождающими их безрудными серпентинитами. С востока залежь также ограничивается безрудными серпентинитами, оторочивающими дайку альбитофира.

Залежь Новая, представляющая дальнейшее продолжение к югу зоны асбестизации в восточной части массива, при неравномерной асбестоносности дугообразно вытянута на расстоянии 1300 *м*; средняя мощность ее 150 *м* и максимальная 350 *м*. Залежь облекает главное перидотитовое ядро. Встреченное слепое рудное тело в этой залежи свидетельствует о том, что строение асбестоносной зоны в этом участке не полностью выяснено, в связи с чем не получила еще должного объяснения неравномерность распределения асбестоносности.

Гейслеровская залежь в форме неполного овала облекает северо-западное перидотитовое ядро на протяжении 3 *км* при ширине до 600 *м*. Бурением установлено, что залежь полностью подстилает перидотитовое ядро и в свою очередь после зоны безрудных серпентинитов подстилается гранодиоритами, окружающими ее почти со всех сторон на поверхности. Таким образом, среднее перидотитовое ядро массива и оторочивающая его зона асбестоносных серпентинитов в целом представляют, очевидно, крупный останец в гранодиоритах.

Лидинская залежь расположена на северо-восточном контакте главного перидотитового ядра с серпентинитами. Протяженность ее 700 *м*, мощность зоны с промышленной асбестоносностью составляет всего 30 *м*. На глубине 50 *м* залежь выклинивается.

Текстуры асбестовых руд. Руды представлены преимущественно наиболее ценной поперечноволокнистой разновидностью хризотил-асбеста, реже встречаются косо- и продольноволокнистые разности, обладающие ломким волокном и включениями серпентинитов. Лишь в редких случаях среди продольно-волокнистого асбеста (обычно серпофитового) присутствует хорошее волокно (крюд) максимальной длины.

Зональность асбестовых залежей в почти полном классическом разрезе представлена лишь в восточном крыле Основной залежи, тогда как в остальных залежах распространены преимущественно сетчатые руды. В пределах восточного крыла Основной залежи в направлении от перидотитового ядра наблюдается следующая последовательность зон асбестоносности.

1. Отороченные одиночные жилы мощностью 10—15 *м* с расстоянием между жилами 1—3 *м* и толщиной жилок до 18 *мм*; среднее содержание волокна 0,6% (до 6%).

2. Одиночные сложные жилы, мощностью от 50 до 120 *м*, представленные сериями из 4—40 параллельных жилок шириной 2—10 *м* при расстоянии между жилками 0,2—0,4 *м*; среднее содержание волокна 5,5%.

3. Крупная сетка состоит из беспорядочно ориентированных жилок толщиной 1—15 *мм*, которые имеют протяженность 0,1—1 *м* и отстоят друг от друга на том же расстоянии. Мощность зоны 25—100 *м*, среднее содержание асбеста 5,8% (от 2 до 9%).

4. Мелкая сетка из более тонких (1—5 *мм*) жилок, отстоящих друг от друга на расстоянии 5—20 *см*; мощность зоны 20—150 *м*, среднее содержание асбеста 4,9%.

5. Зона просечек, не имеющая промышленного значения, мощностью от 35 до 90 *м*, окружает залежи со стороны безрудных серпентинитов и состоит из коротких (2—10 *см*) жилок асбеста толщиной не более 1,0 *мм*; среднее содержание асбеста составляет всего 0,2%.

Эта зональность не везде четко выдерживается даже на Основной залежи; переходы между зонами также довольно неясные. В остальных залежах, помимо непромышленной зоны просечек, везде присутствует лишь мелкая сетка. Кроме того, на Гейслеровской залежи и в слепом рудном теле Новой залежи к этим зонам присоединяются также сложные жилы. Все формы асбестовых жилок лишь в Лидинской залежи ориентированы более или менее параллельно простиранию залежи. На Основной залежи во всех зонах преобладают северо-восточные и северо-западные простирания жилок с углами падения 50—80°. Мелкопрожил Гейслеровской залежи при невыдержанном простирании обычно располагается с взаимным наклоном жилок под углом 40—80°.

Тальконосность

Отальковапие проявляется в ультраосновных породах почти на всех контактах их с гранитоидами и метаморфическими сланцами. Наиболее крупные зоны тальковых пород известны в восточной половине средней части массива и в его северной части.

В северной части массива (участок Зиганша) зоны отальковапия известны в контакте с Милютинским гранодиоритовым массивом, а также с кварцево-серицитовыми и другими метаморфическими силурийскими сланцами. Более или менее прослежена сравнительно большая полоса тальковых пород вдоль западного контакта массива протяженностью около 3 *км* при средней мощности 20 *м*.

Наиболее мощное и довольно сложное тальконосное поле (участок Ближний) приурочено к восточному окончанию гранодиоритового интрузива, рассекающего массив гипербазитов. В целом это поле вытянуто в меридиональном направлении на 2,5 *км* при средней ширине около 400 *м*. На западе тальконосное поле в средней части ограничивается гранодиоритом, полого падающим в северо-восточном направлении. Внутреннее строение тальковых зон изучено пока весьма слабо. На более обследованном участке Ближнем имеются линзы неполностью отальковаппых серпентинитов и значительное количество даек кварцевых порфиритов. Тальковые породы здесь довольно разнообразны и представлены плотными мелкочешуйчатыми талькитами, содержащими до 90% и более талька, талько-карбонатными и тальково-хлоритовыми породами. Тела талькитов обычно приурочены к крутопадающим контактам даек. Дайки жильных пород нередко интенсивно замещены хлоритом. Весьма примечательно значительное развитие талькитов в пологопадающей кровле гранодиоритов, которая по аналогии с некоторыми зарубежными месторождениями может оказаться наиболее промышленно интересной.

Ограниченные сведения о строении зон тальковых пород все же позволяют установить некоторые закономерности их локализации, близкие к закономерностям, наблюдаемым в ряде других месторождений талька. Наличие большого количества тальковых руд, талькитов и тальково-карбонатных камней представляет промышленный интерес.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ АСБЕСТА И ТАЛЬКА

Закономерности размещения хризотил-асбеста и талька в Джетыгаринском рудном поле в общем хорошо увязываются с закономерностями, установленными ранее для других месторождений этих полезных ископаемых в СССР. Проведенные Северо-Казахстанским управлением обширные геолого-разведочные работы, в частности, подтвердили и детализировали представления о факторах локализации хризотил-асбеста, высказанные в литературе ранее (Еремеев и др., 1959).

Так же как и в других крупных месторождениях, хризотил-асбестовая минерализация Джетыгаринского рудного поля приурочена к первично перидотитовым ультраосновным породам. При этом размещение асбестоносных зон явно контролируется перидотитовыми ядрами, крупными разломами и молодыми гранитоидными интрузиями. Все залежи расположены по границам перидотитовых ядер и обладают зональностью, частично развивающейся уже в пределах собственно перидотитового ядра (зоны крупных жил залежи Основной и Гейслеровской).

Влияние молодых гранитов в наиболее классической форме проявилось в Гейслеровской залежи, которая в целом представляет закономерную контактово-метаморфическую зону гранодиоритового массива.

В расположении Основной залежи и сопровождающих ее более мелких Малой и Новой резко проявилось влияние разломов (и сопровождающих их жильных гранитоидов). Эти залежи четко вытягиваются параллельно разломам, отделяясь от них зоной безрудных серпентинитов.

Полная классическая зональность от разломов (и гранитов) до перидотитовых ядер, известная по Баженовскому асбестоносному полю, которую грубо можно представить в виде колонки: тальковые породы — антигоритовые серпентиниты — хризотиловые серпентиниты — асбестоносные хризотиловые серпентиниты — перидотиты, довольно хорошо прослеживаются около Лидинской залежи. В известной мере эта же зональность в несколько искаженной форме характерна и для Основной залежи, так как в северной части к разлому, по отношению к которому ориентирована эта залежь, приурочено мощное тальконосное поле участка Ближнего.

Отличия от классического Баженовского асбестоносного поля заключаются в гораздо бо́льших размерах перидотитовых ядер, в менее ярко выраженном влиянии сети разломов и в слабом проявлении зональности асбестовых залежей. Отчасти можно предполагать, что последние две особенности Джетыгаринского рудного поля, в некоторой степени кажущиеся, и вызваны меньшей его изученностью по сравнению с хорошо вскрытым и много лет исследовавшимся Баженовским месторождением. Об этом отчасти свидетельствует наличие внутри Основной залежи даек, отороченных безрудными серпентинитами и таким образом расчленяющих ее на дополнительные ячейки. Может быть, именно этим отчасти объясняются нарушения зональности в залежи. С другой стороны, на эту же мысль наталкивает встреченное близ Новой залежи слепое рудное тело с более развитой зональностью, чем на поверхности. Известно, что и на Баженовском месторождении в зависимости от взаимного расположения разломов и расстояния между ними зональность асбестовых залежей также упрощается. Можно предположить, что в Джетыгаринском рудном поле по мере дальнейшего вскрытия и изучения асбестовых залежей будут установлены подобные соотношения и выявятся причины изменения характера асбестоносности.

В связи с обнаружением слепого рудного тела возникает дополнительная аналогия с Баженовским месторождением, на котором в настоящее время выделяются залежи двух и даже трех этажей. Это расширяет перспективы Джетыгаринского рудного поля и позволяет прежде всего считать, что такая многоэтажная асбестоносность может быть выявлена в южной части поля на участках от Новой залежи до Основной.

Тальковая минерализация отчетливо локализуется на контактах между ультраосновными и богатыми кремнеземом породами — гранитоидами и метаморфическими сланцами. Расположение особенно крупного тальконосного поля (участок Ближний) находится в несомненной связи с существованием здесь мощных зон разломов, видимо, обеспечивших интенсивную циркуляцию растворов, и большого количества гранитоидных даек, послуживших источником кремнезема. Наличие зональности в тальковом поле несомненно. Ее изучение позволит лучше определять участки локализации различных типов тальковых руд. Дальнейшее изучение асбестоносности и тальконосности с учетом установленных закономерностей их локализации с несомненностью увеличит промышленное значение магнезиально-силикатных полезных ископаемых Джетыгаринского рудного поля.

Северо-Казахстанское геологическое управление

Л. А. Соколова

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОЖЕЛЕЗИСТЫХ АСБЕСТОВ

ВВЕДЕНИЕ

Основным свойством асбеста, используемым в промышленности, является его способность расщепляться на тонкие волокна и в процессе обработки давать нужные изделия. При этом различно используются асбесты, обладающие разной длиной волокна. Химический состав асбеста играет очень малую роль. Так, канадский асбест, в котором суммарное содержание железа достигает почти 6%, используется также, как и уральский, содержащий около 3% суммарного железа. Однако существуют отрасли промышленности, где содержание железа выступает на первое место. Таковы, например, изоляционные асбопластики, где присутствие в асбесте больших количеств железа резко снижает их электроизоляционные свойства. Изделия, изготовленные из асбеста, содержащего небольшие количества железа, работают гораздо лучше, чем изделия из обычных асбестов, и могут служить даже высоковольтными изоляторами.

В статистических сводках маложелезистые асбесты не учитываются отдельно; их добыча относительно очень мала, однако цены на маложелезистые асбесты несколько выше, чем на обычные. В СССР промышленная добыча маложелезистого асбеста отсутствует, но всестороннее развитие промышленности отчетливо предъявляет спрос и на этот вид нерудного сырья.

Геохимическое сродство железа и магния в условиях высоких температур ведет к постоянному присутствию железа в хризотил-асбесте, в случае если он образуется за счет железосодержащих ультраосновных пород. И только в очень редких условиях контакта почти несодержащих железа доломитов и магматических тел, в первую очередь маложелезистых гранитоидов, может возникнуть хризотилл-асбест, содержащий очень мало железа. Ниже на основании личных наблюдений и изучения литературного материала описываются месторождения маложелезистых асбестов за рубежом и все известные у нас проявления этого минерала.

ХАРАКТЕРИСТИКА АСБЕСТА ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТОВ

В табл. 1 приведен состав хризотил-асбестов из нескольких типичных месторождений. Включены сюда как асбесты из доломитовых контактов, так и асбесты из месторождений, связанных с ультраосновными породами. Сравнение хризотил-асбестов из ультраосновных пород с асбестами из доломитовых контактов показывает, что последние значительно беднее железом (суммарное железо 0,72—0,83% в асбестах из доломитовых контактов и 1,5—2,0% в асбестах, образованных за счет ультраосновных по-

Таблица 1

Химический состав маложелезистых асбестов (в вес. %)

Компонент	Из доломитов					Из серпентинитов	
	Аспагашское месторождение	Укокское месторождение 1	Укокское месторождение 2	Аризонское месторождение (США)	Месторождение в уезде Цзинь-Сянь, Ляонин (Китай)	Баженовское месторождение	Месторождение Тзетфорд (Канада)
SiO_2	40,17	40,95	40,82	40,75	42,53	42,06	39,62
Al_2O_3	1,93	0,78	0,40	1,82	0,84	0,65	0,81
Fe_2O_3	0,27	0,61	0,49	0,74	1,03	1,09	4,52
FeO	0,45	0,22	0,23	Не обн.	Не обн.	0,45	1,90
CaO	0,97	0,31	0,29	Следы	0,92	Не обн.	Не обн.
MgO	40,94	42,43	42,80	40,69	39,26	40,77	39,73
MnO	0,09	0,04	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na_2O	0,13	0,05	0,08	»	»	»	»
K_2O	0,06	0,03	0,04	Следы	»	Следы	Следы
H_2O^+	13,15	13,98	13,96	12,65	13,46	13,46	13,32
H_2O^-	1,34	0,96	1,15	1,86	2,05	0,95	0,43
CO_2	0,70	0,25	0,21	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма . .	100,23	100,61	100,49	98,51	99,63	99,43	100,33

Примечание. Анализ асбеста Укокского и Аспагашского месторождений произведен М. Г. Замуруевой (ИГЕМ АН СССР); анализы аризонского, баженовского и тзетфордского асбестов взяты из книги «Неметаллические ископаемые СССР», т. 1, 1936; анализ китайского асбеста взят из работы Пэн Фу-наня, 1955 г.

род), но богаче другими окислами. Содержание Al_2O_3 в аспагашском асбесте составляет 1,93%, а в аризонском — 1,82%, а MnO, соответственно, 0,02 и 0,09%. Асбесты из доломитовых контактов богаче окисью кальция и щелочами. Малое содержание железа проявляется и в окраске асбеста. Цвет асбеста из доломитов белый, медово-желтый, соломенно-желтый или желтовато-розовый. Зеленый и темно-желтые цвета, характерные для асбеста из ультраосновных пород, не встречаются у маложелезистых асбестов. Асбесты из доломитов нормальной прочности обладают хорошей

Таблица 2

Прочность на разрыв асбестов из доломитов и серпентинитов (в *кг/мм*²)

Тип волокна	Цельное волокно	Волокно с одним изгибом	Волокно, скрученное на 5 оборотов
Маложелезистый асбест (Аспагашское месторождение)	217	147	84—70
Маложелезистый асбест (Укокское месторождение)	203	136	85—62
Асбест из серпентинитов (Баженовское месторождение)			
нормальный	330—220	206—108	163—88
пониженной прочности	215—189	92—43	73—39
ломкий	167—120	79—41	53—30

Примечание. Прочность на разрыв определялась в лаборатории отдела неметаллических полезных ископаемых ИГЕМ АН СССР.

распушаемостью, тонковолокнисты, эластичны. Прочность на разрыв для асбестов приводится в табл. 2.

В доломитах иногда встречаются ломкие разности асбеста и асбест пониженной прочности. Так, на Аспагашском месторождении при разработках 1926—1934 гг. выделялось три разновидности: 1) асбест с сильно шелковистым блеском, очень тонким и прочным волокном, окраска его желтого или желтовато-розового цвета; 2) асбест «стебельчатый», белого цвета, с более грубым, чем у первого, волокном пониженной прочности; 3) «ломчатый», хрупкий, жесткий асбест, разбивающийся на тонкие (2 *мм*) полупрозрачные пластиночки, которые плохо пушатся и имеют низкую прочность.

В других месторождениях асбеста из доломитов также указывается на присутствие ломких разностей асбеста. Удельный вес маложелезистых асбестов (Аспагашского и Укокского месторождений) колеблется от 2,49 до 2,36 в зависимости от цвета и прочности. Наиболее высокие цифры принадлежат желтым и прочным разностям, белые и пониженной прочности асбесты дают более низкие цифры.

ПРИМЕНЕНИЕ И ДОБЫЧА МАЛОЖЕЛЕЗИСТЫХ АСБЕСТОВ

Маложелезистый асбест за рубежом (особенно в США) в силу высоких изолирующих свойств находит применение при производстве электроизоляционных материалов, в качестве наполнителя специальных электротехнических сортов пластмасс и резин, в радиоэлектронике, для производства специальных фильтров в химической промышленности, некоторых огнеупорных красок и т. д.

Добыча маложелезистого асбеста в США производится в Аризоне, в округе Хила, где месторождения асбеста разбросаны на площади около 250 *км*². Здесь с 1914 по 1946 г. было добыто 21 000 *т* асбеста на сумму 42 000 000 долларов. Значительная добыча маложелезистого асбеста ведется в Китае, где имеются уникальные по размерам месторождения асбеста в доломитизированных известняках синийского возраста. В СССР добыча маложелезистого асбеста в 1925—1926 гг. велась на Аспагашском месторождении (Красноярский край). В настоящее время в СССР добыча маложелезистого асбеста из доломитов не ведется.

Первое межведомственное совещание по минеральным наполнителям, которое было проведено в ИГЕМ АН СССР в июне 1959 г., показало, что потребность в маложелезистом асбесте испытывает ряд отраслей промышленности. Маложелезистый асбест необходим для производства специальных сортов пластмасс и резин, для производства фильтров в химической промышленности, требуется в электротехнической промышленности. В решении совещания по асбесту специальным пунктом отмечена необходимость быстрейшего вовлечения в эксплуатацию месторождений маложелезистого асбеста с целью выпуска хотя бы ограниченного количества высококачественного электротехнического асбеста, необходимого в качестве наполнителя специальных пластмасс.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОЖЕЛЕЗИСТОГО АСБЕСТА ЗА РУБЕЖОМ

Из зарубежных месторождений маложелезистого асбеста заслуживают внимания аризонские — в США, тимптонские — в Канаде, китайские — из округов Цзинь-Сянь и Чинь-Шень в провинции Ляонин, месторождения провинции Хэбей, а также некоторые месторождения Африки. Месторождения хризотил-асбестов в штате Аризона генетически связаны с доломитизированными известняками альгонкского возраста, которые

интрудированы пластовыми залежами диабазов. В результате контактного воздействия диабазов на известняки в последних возникли полосы серпентина, содержащие прожилки асбеста.

В Аризоне, кроме месторождений округа Хила, в доломитизированных известняках каньона Сальт Ривер имеется месторождение хризотил-асбеста. Хризотил-асбест встречается в виде поперечноволокнистых жил в серпентинах. Серпентинизация и асбестообразование связаны с воздействием интрузии диабазов (Ransom, 1954). В США, кроме Аризонских месторождений, в юго-западной части Монтаны, в округе Бивер Хед, обнаружено довольно значительное месторождение асбеста, генетически связанное с доломитами. Район месторождения сложен сланцами, мраморами и кварцитами докембрия и девонскими доломитами. Породы докембрия интрудированы многочисленными кварцевыми дайками.

Асбест приурочен к докембрийским мраморам, залегающим в роговообманковых сланцах в виде двух полос общей протяженностью 1,6 *км*. Мрамор крупнозернистый, содержит от 20 до 50% серпентина в виде скоплений и полос, длиной в несколько десятков сантиметров и мощностью до 30 *см*. Жилы асбеста расположены в полосах антигоритового серпентина, которые залегают или по плоскостям напластования карбонатов или концентрически вокруг ядер серпентина. Длина волокна асбеста от нескольких миллиметров до 30—40 *мм*. Содержание асбеста в полосах серпентина доходит до 50% (Boots, 1957).

В Канаде месторождение маложелезистого асбеста имеется в Квебеке. Оно расположено в 36 *км* к северу от Букингема, на расстоянии 6 *км* от селения Нотр Дам де ля Салетт. Месторождение приурочено к гренвилльским (докембрийским) доломитизированным карбонатным породам, мощность которых составляет 85—100 *м*. Карбонатные породы залегают на гранито-гнейсах и прорываются пегматитовыми гранитами. Асбестоносные зоны мощностью от 2,5 до 4—5 *м*, обычно выдержанные по простиранию, залегают параллельно напластованию карбонатных пород. Содержание асбеста в них 15—25%. По данным буровых скважин асбестоносные зоны присутствуют также на глубине 85—150 *м*. Асбестовое волокно исключительно прочное и гибкое. Суммарное содержание железа в волокне — 0,63%, магнетита — 0,3%, т. е. даже ниже, чем у аризонских асбестов. Ломкие разности асбеста в месторождении отсутствуют. Запасы волокна значительные (Bowles, 1955).

В Китае месторождения асбеста в доломитах имеются в округе Чинь-Шень (провинция Ляонин), где известно три месторождения. Асбестовое волокно находится в трещинах доломитизированных известняков. Окружающие породы серпентинизированы. Одно из этих месторождений имеет форму пласта мощностью 1—4 *м*, шириной до 2 *м* и протяженностью в несколько километров. Асбестовое волокно белое, блестящее, имеет длину от 1 до 4 *см*. Добыча подобного асбеста также ведется в округе Цзинь-Сянь провинции Ляонин.

Маложелезистый хризотил-асбест высоких сортов добывается в округе Лайюан провинции Хэбей (Северный Китай). Здесь асбест встречается вдоль плоскостей кливажа в серпентинизированных карбонатных породах. Месторождение имеет около 5 *км* в длину и в ширину от 1 до нескольких метров. В месторождении известно 5 или 6 (до 20) поперечноволокнистых жилок асбеста мощностью 2—4 *см* (Sun Yi-Ming, 1958).

В Африке месторождения маложелезистого асбеста довольно многочисленны и расположены в округе Каролина (Южно-Африканская республика). Все месторождения связаны с серпинтинизированными доломитами нижней части трансильванской системы, прорванными вертикальными и пластовыми дайками диабаза. Залежи асбестов приурочены к верхней части кон-

тактовой зоны пластовых жил диабаза, где доломит целиком превращен в серпентин. Мощность асбестовых жил 6—12 *мм*, содержание асбеста около 2%. На двух месторождениях Дипгезерт и Годфервахт ведется ограниченная добыча асбеста.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РАЙОНЫ, ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ДЛЯ ПОИСКОВ МАЛОЖЕЛЕЗИСТОГО АСБЕСТА В СССР

Наиболее крупные месторождения маложелезистого асбеста в СССР расположены в Минусинской котловине (Аспагашское месторождение), в Киргизской ССР (Укокское месторождение) и на Полярном Урале (Вангырское месторождение). Кроме этих месторождений, в различных местах Союза отмечается целый ряд мелких проявлений и месторождений маложелезистых асбестов.

Месторождения Минусинской котловины

Аспагашское месторождение находится в южной части Минусинской котловины, на правобережье Енисея, в 170 *км* выше Красноярска в толще кембрийских карбонатных пород, которые секутся свитой жильных пород основного состава. Карбонатные породы совершенно свежие мелкозернистые, местами сильно окремнелые (в некоторых случаях это окремнение связано с гидротермальным воздействием по трещинам разлома, но в большинстве случаев оно может рассматриваться как первичное окремнение осадка). Цвет карбонатных пород светло-серый, синевато-серый или темно-серый за счет примеси органического вещества. По составу карбонатные породы являются доломитами, с небольшой примесью глинистого вещества или чистыми доломитами с небольшим количеством (3%) карбоната кальция.

В карбонатной толще выделяются две разности: толстослоистые доломиты, мощность слоев которых достигает нескольких метров, и тонкослоистые доломиты, мощность отдельных слоев у которых не превышает 0,5—1,0 *м*. Карбонатная толща слагает так называемую Асбогорку, представляющую собой плосковершинную возвышенность (высотою более 120 *м* над уровнем ручья Аспагаш), отделенную от соседних горок довольно крупными распадками.

А. Г. Вологдиным (1927, 1939) и Н. Д. Меркурьевым (1930) генезис месторождения связывался с гранитоидами, выходящими примерно в 1 *км* южнее месторождения, но наши наблюдения (Петров, Соколова, $1957_{1,2}$) показали неправильность этих взглядов. Оказалось, что карбонатные породы близ выходов сиенитов скарнированы с образованием диопсидовых и гранатовых скарнов, иногда довольно мощных. Но между этими скарнированными участками и Асбогоркой на довольно значительных площадях располагаются совершенно неизмененные карбонатные породы. В этом мы видим доказательство отсутствия влияния гранитоидов на карбонатные породы Асбогорки и независимость асбестообразования от их воздействия. В противоположность этому совершенно отчетливо видна генетическая и пространственная связь асбестопроявлений с развитыми здесь же, в пределах Асбогорки, жилами спессартита.

Асбестоносная площадь на Аспагашском месторождении имеет длину около 600 *м* при ширине 250—300 *м* и приурочена к тонкослоистым доломитам, тогда как массивные толстослоистые доломиты, как правило, неасбестоносны. Жилы, секущие месторождение во всех направлениях, но преимущественно имеющие пластовый характер, являются спессартитами. Действие их на доломиты, видимо, было сложным. Жилы сами

являлись источником термальных растворов и SiO_2, или активизировали горную влажность района, но в районе внедрения этих жил наиболее сильно проявляется гидротермальное изменение вмещающих пород. Изменение доломитов наиболее интенсивно идет вдоль разломов и плоскостей напластования. Первой стадией изменения является образование за счет доломитов кальцитового мрамора, затем двух типов офиокальцита (с реликтовым и вторичным кальцитом) и офита (благородного серпентина). Последние три породы асбестоносны. Асбест в офикальцитовых и офитовых участках образует жилки, тянущиеся параллельно вытянутости этих участков. Насыщение асбестом офиокальцитовых участков весьма велико и в ряде случаев достигает нескольких десятков процентов. Общее же содержание асбеста в горной массе небольшое, примерно 0,8—1%. Длина волокна различная. Встречаются все сорта с I по VII. Преобладает коротковолокнистый асбест (10 *мм* и меньше), довольно много асбеста с длиной волокна 20—30 *мм* и выше. Химический состав асбеста приведен в табл. 1, прочность на разрыв — в табл. 2. Запасы асбеста на месторождении оцениваются примерно в 17 тыс. *т*.

Кроме Асбогорки, в районе Аспагашского месторождения серпентинизированные доломиты встречаются еще на северо-западном и западном склонах горы Рот-Таборга, расположенной к юго-западу от Асбогорки на расстоянии около 2 *км*. Но здесь отмечается более сильное проявление процессов окварцевания и лишь слабая серпентинизация. Проявление асбеста носит лишь эпизодически случайный характер.

Месторождения подобного же типа в Восточной Сибири имеются в периферийной части Кузнецкого Алатау, среди кембрийских карбонатных отложений, прорванных гранитоидами и дайками спессартитов и диабазов. Среди них можно назвать месторождения Бистагское, Биджанское и Уйбатское.

Перспективными площадями для поисков месторождений подобного типа в Восточной Сибири можно считать восточный склон Кузнецкого Алатау, осевую и юго-западную части Восточного Саяна, Хакассию (хребет Борусс и другие), т. е. везде, где доломитизированные породы кембрия и протерозоя прорваны кислыми интрузиями.

Месторождения Киргизской ССР

Укокское месторождение расположено в Кочкорском районе Тянь-Шанской области по хребту Укок, в 20 *км* от ближайшего районного центра Кочкорки. Укокское месторождение хризотил-асбеста приурочено к западному краю широкой полосы нижнепалеозойских (до ордовика включительно) карбонатных пород, которые в районе месторождения слагают останцы на гранитном массиве. Размеры этих останцов варьируют от квадратных метров до квадратных километров. Магматические породы, на которых залегают останцы карбонатных пород, представлены гранодиоритом и гранитом.

Карбонатные породы в районе месторождения мелкокристаллические или крупнокристаллические, цвета их варьируют от ярко-белого до темно-серого. Состав неоднороден, среди них выделяются доломитовые кальцитовые и переходные доломитово-кальцитовые разности. Изучение показало, что свежих, неизмененных карбонатных пород на месторождении нет и что все они в той или иной степени подверглись процессам метаморфизма.

Контактные метаморфические процессы происходили по следующей схеме: 1) возникновение скарнов; 2) образование мрамора с некоторым количеством контактных минералов и раздоломичивание пород с перегруппиров-

кой вещества, 3) серпентинизация и отальковавие (слабое) как скарнов, так и доломитов в гидротермальную фазу контактового процесса.

Серпентинизация связана с раздоломичиванием карбонатных толщ с образованием кальцитовых мраморов и силикатов магния за счет первичных доломитов. При этом наблюдается макро- и микроперераспределение вещества с возникновением серпентинитовых полос в доломитах и участков почти чистых кальцитовых мраморов. На месторождении наблюдаются два вида асбестоносности, связанных: а) с серпентинизацией высокотемпературных скарнов и 2) с серпентинизацией доломитов. Всего на Укокском месторождении выделяется 12 асбестоносных участков, в которых асбестоносные породы развиты неравномерно. Обычно это тонкие серпентинитовые полосы, локализующиеся в карбонатных породах вблизи их контактов с гранитами. Асбестоносные зоны располагаются между отдельными пластами карбонатных пород или же образуют линзы внутри пластов. Мощность зон с прожилками асбеста колеблется от десятых долей сантиметра до 5—10 *см* и весьма редко достигает 15 *см*. Содержание асбеста по участкам в среднем 0,5—1%. Химический состав асбеста и прочность на разрыв приведены в табл. 1 и 2. Запасы месторождения с учетом асбеста всех участков оцениваются в несколько тысяч тонн (Соколова, 1960_1).

Кроме Укокского месторождения, в районе Кочкорки имеется еще несколько месторождений маложелезистого хризотил-асбеста: Оробаши, Ичке, Мазар, Чалай, Биже. Все эти месторождения представлены мелкими и редкими проявлениями асбеста в останцах офитизированных доломитов нижнего палеозоя на контакте их с гранитоидами. Асбест, как правило, низкосортный, коротковолокнистый. Длина волокна колеблется от 1 до 5 *мм* (Меркурьев, 1928). Опишем здесь еще ряд подобных же месторождений, также очень небольших.

Месторождение Баркраксай (Чаткальский район, Джалал-Абадской области) находится в 35 *км* к юго-западу от районного центра Янги-Базар на водоразделе рек Баркраксай и Терс. На контакте гранодиоритов с палеозойскими карбонатными породами последние серпентинизированы и в них имеются многочисленные прожилки асбеста мощностью в 1 *мм*.

Месторождение Бала-Чичкан (Токтагульский район, Джалал-Абадской области) находится на водоразделе рек Бала-Чичкан и Бардысай. В районе месторождения обнажены крупнозернистые, местами порфировидные граниты. На массиве гранитов в виде останцов располагаются мраморизованные и в приконтактовой зоне серпентинизированные карбонатные породы. В одном из останцов в серпентинизированной зоне присутствует в небольшом количестве хризотил-асбест.

В этом же районе имеются месторождения Шаньк и Кен-Шаньк. Первое приурочено к контакту диоритов с мраморизованными карбонатными породами, в которых наблюдается значительная зона серпентинизации и асбестообразования. Суммарная мощность этой зоны 2—4 *м*, жилки асбеста имеют мощность до 5 *мм*. Масштабы оруденения незначительные.

Месторождение Кен-Шаньк находится на западном склоне долины Кен-Шаньк в 200 *м* от ее верховья и приурочено к контактной зоне кембро-силурийских карбонатных пород с гранитами. Проявление асбеста небольшое.

Месторождение Биш-Таш (Таласский район Фрунзенской области) аналогично описанным выше. На месторождении в 1925—1927 гг. производилась кустарная добыча. Запасы ориентировочно подсчитаны в 83,2 *т*. Асбест хорошего качества. Месторождение труднодоступно.

Месторождение Мын-Теке (Джумгольский район, Тянь-Шанской области) находится в 5—6 *км* к северу от сел. Чаек и приурочено к контактной зоне гранитов и нижнепалеозойских мраморизованных карбонатных пород. Карбонатные породы представляют собой разобщенные остатки кровли на гранитном массиве. В них по трещинам между пластами образовались полосы серпентинита, в которых расположен асбест. Мощность прожилков асбеста до 15 *мм*, цвет золотистый, прочность волокна средняя. Месторождение кустарно разрабатывалось до 1929 г.

Месторождение Сарыбулак находится в этом же районе (в 33 км на восток от сел. Чаек). Оно приурочено к мраморизованным карбонатным породам нижнего палеозоя, являющимся останцами кровли среди гранитов. Размер асбестоносного участка 300 × 400 *м*. Мрамор здесь слоистый; в нем через 1—2 *м* располагаются прослои офиокальцитов и серпентинитов мощностью в 2—3 *см*, иногда до 10 *см*. Мощность прожилков асбеста 1 и реже 3—4 *мм*. Еще три месторождения Белеты, Талдыбулак и Турасу находятся в этом же районе. Все они приурочены к контактовым офитизированным зонам нижнепалеозойских доломитов с гранитами и представлены проявлениями хризотил-асбеста в виде тонких (до 1 *мм*) и редких прожилков асбеста.

Месторождение Алабаш (Иссык-Кульская область) приурочено к мраморам нижнепалеозойского возраста, прорванным интрузиями диоритов и гранитов. Большая часть карбонатных пород имеет белую окраску, реже встречаются темно-серые и черные породы. Все они подвергались серпентинизации и офитизации с образованием полос и пятен неправильной формы. Микроскопическое изучение показало, что белые карбонатные породы сложены кальцитом, среди зерен которого встречаются небольшие выделения серпентина. В темно-серых карбонатных породах отмечается такой же состав, т. е. здесь, так же как и в карбонатных породах Укокского месторождения, в результате контактового процесса произошла перегруппировка вещества.

Асбестопроявление приурочено к прослоям серпентинитов и офитизированных пород. Мощность асбестоносных зон достигает 1,5—2 *м*, длина 10—12 *м*. Хризотил-асбест встречается в виде одиночных жил, реже образует скопления параллельно вытянутых жил. Мощность жилок асбеста 8—10 *мм*, длина 20—40 *см*, редко достигает 3 *м*. Хризотил-асбест имеет золотисто-желтую и светло-зеленую окраску и разбит просечками. На площади около 2,5 *км* обнаружено до 15 пунктов асбестопроявлений. Алабашское месторождение является наиболее перспективным месторождением как по строению, так и по природным и транспортным условиям.

На Киргизском хребте имеются месторождения Чолоктур и Джарташ. Оба находятся на большой высоте и труднодоступны; приурочены к зонам серпентинизации карбонатных пород палеозоя на контакте их с гранитами.

Все асбестопроявления Киргизии характеризуются генетической связью с гранитами или с гранодиоритами, чем резко отличаются от месторождений аспагашского типа, где серпентинизация и асбестообразование происходили за счет воздействия жильных пород типа лампрофиров на доломитовые породы.

В Киргизии перспективными для поисков месторождений маложелезистого хризотил-асбеста можно считать все точки, где нижнепалеозойские (доломитовые) карбонатные породы контактируют с интрузиями кислых пород.

Месторождения Полярного и Приполярного Урала

Месторождение на ручье Ош-Кьян-Шор расположено в районе верхних притоков рек Лемвы и Харуты (Сураизский участок). Метаморфические сланцы и карбонатные породы протерозоя и кембрия контактируют здесь с гранодиоритами. Карбонатные породы белого, серого и зеленоватого цвета, с тонкими прожилками кальцита. В приконтактовой зоне с гранодиоритами в карбонатных породах по трещинам наблюдается серпентинизация, отальковаиие и асбестопроявления. Вблизи контактов с гранодиоритами карбонатные породы мраморизованы, скарнированы, превращены в карбонатно-тремолитовые и актинолитово-тремолитовые породы, имеющие звездчатую и пучковатую структуру.

На месторождении выявлено 4 асбестоносных участка, представленных линзами серпентинизированных и асбестизированных пород. Две линзы (75 × 100 *м* и 50 × 100 *м*) содержат тремолит-асбест, две (1000 × 250 *м* и 100 × 200 *м*) — хризотил-асбест. Хризотиловый асбест золотисто-желтого цвета, имеет прочное, эластичное, хорошо распушающееся волокно длиной 1—3 *см*.

Вангырское месторождение хризотил- и тремолит-асбеста расположено в районе верхних течений рек Вангыр и Большой Поток. В некоторых линзах (это месторождение представлено разобщенными линзами карбонатных пород) наблюдаются прожилки тремолит-асбеста в одной линзе (60 × 20 — 25 *м*) на участке ручья Рудного встречен хризотиловый асбест. Участок ручья Рудного сложен мраморизованными карбонатными породами кембрия. Хризотиловый асбест приурочен к трещинам в доломитизированных карбонатных породах. Волокно желтое, белое, эластичное, прочное. Мощность асбетовых жилок колеблется от нескольких миллиметров до 3—4 *см*. Содержание волокна в валовых пробах около 1,95%. Асбестизация связана с гидротермальной фазой и с фазой жильных проявлений крупных интрузий гранодиоритов района — Вангырской, Неройкинской, Патокской (Кулешов, 1958).

Месторождение ручья Скалистого. Здесь доломитовые свиты кембрия прорваны гранитной интрузией. Асбест приурочен к двум линзам мраморизованных доломитовых пород. Первая линза (110 × 90 *м*) содержит продольно- и поперечно-волокнистый асбест. Волокно эластичное, прочное. Содержание волокна (без 7 сорта) в валовых пробах 0,03—0,8%. Местами присутствует ломкое и полуломкое волокно. Вторая линза в 100 *м* к востоку (200 × 60 *м*) аналогична первой. Длина волокна до 30 *см*; мощность жил 3—4 *см*; содержание волокна от 0,06 до 3,99%.

Месторождение ручья Асбестового представлено линзой (2000 × 300 *м*) мраморизованных и доломитизированных известняков серого, серовато-белого и серовато-зеленого цвета. Хризотил-асбест белый, желтый, эластичный; длина волокна до 25 *см*. На участке выделены 4 зоны асбестизации — длиной 160—300 *м* при мощности 25—60 *м*, которые залегают согласно с простиранием известняков. Содержание асбеста (без 7 сорта) 0,08—0,26%.

На месторождении ручья Мраморного серия пород нижнего (?) и среднего кембрия прорвана интрузивными кислыми породами (гранитами и гранодиоритами). Асбестопроявление приурочено к линзам мраморизованных и доломитизированных известняков, местами сильно серпентинизированных, залегающих вблизи контактов с гранитоидами. В случае непосредственного контакта этих пород образуются сильно ожелезненные эпидотово-хлоритово-гранатовые скарны. Хризотил-асбест локализуется в трещинах серпентинизированных карбонатных

пород, встречается в виде косо-, поперечно и продольноволокнистых разностей. Мощность прожилков асбеста 3—5 *см*, насыщение асбестом слабое.

Перспективны для поисков месторождений маложелезистого асбеста на Полярном и Приполярном Урале карбонатные породы кембрия в районе верховьев рек Вангыра и Большого Патока, где они пользуются широким распространением и довольно часто прорываются кислыми интрузиями.

Другие месторождения Союза

В восточной Грузии, в районе сел. Садахло, имеется выход офиокальцита с хризотил-асбестом, описанный Н. Д. Соболевым (Соболев, 1939_1). Офиокальцит образовался в результате контактового воздействия порфиритов на доломитизированные известняки. Химический состав этого асбеста в (в%): SiO_2 — 40,86; TiO_2 — 0,02; Al_2O_3 — 0,83; Fe_2O_3 — 0,88; FeO — 0,21; MgO — 40,02; CaO — 1,67; MnO — 0,04; NiO — нет; Na_2O — 0,12; K_2O — 0,17; CO_2 — 2,07; $H_2O(+)$ — 12,61; $H_2O(-)$ — 1,05; сумма — 100,55.

На среднем Урале, на берегу р. Ай, известно Медведевское месторождение офиокальцитов, приуроченных к контакту доломитов верхнего силура с изверженной породой, не вскрытой на поверхности. Асбест встречается в трещинах офиокальцитов. Практического значения асбестизация не имеет (Розанов и др., 1941).

В районе Хребта Синего, в бассейне р. Даубихезы, на Дальнем Востоке в Приморье, к юго-востоку от Спасска-Дальнего, известно проявление маложелезистого хризотил-асбеста. Здесь на контакте доломитизированных известняков кембрия с гранитоидами наблюдаются зоны серпентинитов и офиокальцитов с прожилками асбеста. Асбест поперечно-волокнистый; длина волокна около 1 *см* (Колбин, 1960).

В Приморье перспективными для поисков месторождений маложелезистого хризотил-асбеста являются районы распространения магнезиальных карбонатных пород кембрия и частично синия (?). Участки распространения этих пород встречаются к востоку и юго-востоку от Уссурийско-Ханкайской низменности и протягиваются с севера на юг примерно от бассейна р. Иман до широты Уссурийска.

В Тувинской АССР известно несколько точек проявлений асбеста в доломитизированных известняках, имеющих чисто минералогический интерес.

ВЫВОДЫ

Среди месторождений маложелезистых асбестов можно выделить два генетических типа.

1. Месторождения, образовавшиеся в результате воздействия на доломитовые породы основных жильных пород (Аспагашское, Бис-Тагское и др.).

2. Месторождения, образовавшиеся на контакте карбонатных пород с кислыми интрузиями (месторождения Киргизии, Полярного и Приполярного Урала и др.).

Закономерности локализации месторождений асбестов, генетически связанных с доломитами, следующие. Эти месторождения обычно располагаются в древних комплексах (верхний протерозой — нижний силур), среди которых развито большинство доломитовых толщ.

Материнскими породами для маложелезистых асбестов служат только доломиты, в той или иной степени метаморфизованные. Процессы метаморфизма приводили к образованию доломитовых мраморов, а также в некоторых случаях к полной перегруппировке вещества доломитов с

образованием пород, которые мы встречаем сейчас — офиокальцитов, кальцитовых мраморов и полос серпентинита. Наиболее высокотемпературный контактный процесс — скарнообразование — не сопровождается образованием серпентинита и хризотил-асбеста, но пироксеново-форстеритовые скарны могут под влиянием гидротерм серпентинизироваться с образованием залежей асбестоносных серпентинитов (таковые, например, некоторые залежи Укокского месторождения).

Более низкотемпературные метаморфические контактовые процессы в ряде случаев приводили к раздоломичиванию пород с образованием за счет доломитов кальцитовых мраморов, офиокальцитов и серпентинитов. Серпентинизация и асбестообразование — процессы небольших глубин и температур, связанные с гидротермальной фазой контактового процесса.

Форма и локализация как асбестовых месторождений, так и отдельных асбестовых залежей в самом месторождении, зависят от условий залегания материнских пород. Серпентинизация и асбестообразование интенсивнее всего протекают вдоль зон свободной циркуляции гидротермальных растворов, т. е. вдоль тектонических нарушений и трещин, а также по плоскостям напластований в доломитах (поэтому наиболее интенсивно серпентинизируются тонкослоистые доломиты, тогда как массивные остаются почти неизмененными).

Перспективными для поисков месторождений данного типа являются все районы, где древние карбонатные породы (доломиты) прорываются или контактируют с кислыми интрузиями или прорываются дайками основного состава. Выявленные закономерности локализации месторождений маложелезистых асбестов позволят в дальнейшем расширить районы поисков для этого сырья и, очевидно, помогут обеспечению советской промышленности особо ценным маложелезистым асбестом, промышленные месторождения которого пока в Союзе не известны.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Ю. К. Андреев

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЩЕЛОЧНО-АМФИБОЛОВЫХ (ГОЛУБЫХ) АСБЕСТОВ КАК ОСНОВА ИХ ПОИСКОВ

К настоящему времени за рубежом и в СССР накоплен обширный материал по месторождениям и минералопроявлениям щелочно-амфиболовых асбестов. Представляя собой волокнистые разновидности некоторых щелочных амфиболов, щелочно-амфиболовые асбесты характеризуются рядом ценных технических свойств, таких как кислотостойкость, упругость волокна, сорбционная способность и др. Все это делает щелочно-амфиболовый асбест весьма ценным, а часто и незаменимым сырьем для ряда отраслей промышленности. Термин «голубой асбест» по своему содержанию сейчас значительно отличается от своего первоначального значения и поэтому требует объяснения.

Первоначально голубым асбестом называли волокнистую разновидность рибекита — крокидолит, синонимами которого являются также капский и синий асбест (Аршинов, 1936_4). Долгое время все известные месторождения голубого асбеста принадлежали к крокидолиту, известному в Капской провинции с 1983 г., в Трансваале — с 1915 г. и в Западной Австралии — с 1929 г. Позднее стали известны голубой асбест из Боливии, называемый в коммерческой практике крокидолитом, но по своему минералогическому составу представляющий типичный родусит-асбест (Alpheld, 1953; Wittaker, 1949), известный также и у нас в Союзе. Позже стал известен щелочно-амфиболовый асбест из змеевиковых массивов, определенный как магнезиоарфведсонит-асбест, также получивший в практике наименование голубого асбеста. Таким образом термин «голубой асбест» следует рассматривать как групповой,— объединяющий все известные сейчас волокнистые разновидности щелочных амфиболов.

Голубые асбесты известных месторождений по своему минералогическому типу относятся к двум изоморфным сериям, выделяемым в группе щелочных амфиболов: к серии рибекита — магнезиорибекита и к серии арфведсонита — эккерманита. К первой серии принадлежат крокидолит и родусит-асбест, ко второй—магнезиоарфведсонит-асбест. Все известные месторождения и минералопроявления голубых асбестов на основе общности геологического строения могут быть объединены в несколько групп, характеризующихся рядом общих генетических признаков. При разработке генетической классификации месторождений голубых асбестов в основу выделения типов месторождений был положен характер геологических процессов, приведших к их формированию.

В качестве не менее важного классификационного признака рассматривается характер горных пород, вмещающих месторождения, имеющий важное, а возможно, и решающее значение при формировании той или

Таблица 1

Генетические типы месторождений щелочных амфиболовых (голубых) асбестов

Генетический тип	Гидротермальные				Метаморфогенно-метасоматические
	Альпийского типа	Контактово-реакционные (Биметасоматические)	Инфильтрационные		
Типы вмещающих пород	Глинисто-доломитовые толщи, пачки переслаивания аргиллитов, алевролитов, песчаников и мергелей с вкрапленностью кристаллов гипса и галита	Тальково-брейнеритовые матасоматиты в змеевиках и змеевики в зоне контактов с ними	Доломиты и связанные с ними зоны магнетитовых скарнов	Железистые кварциты	Яшмовидные железистые кварциты
Минералогический тип асбеста	Родусит-асбест	Магнезиоарфведсонит-асбест	Магнезиоарфведсонит-асбест	Крокидолит	Крокидолит
Парагенетические ассоциации минералов	Халькопирит, пирит, гематит, барит, доломит, кальцит, альбит, родусит	Кальцит, брейнерит, магнезит, магнетит, магнезиоарфведсонит	Альбит, рутил, апатит, карбонат, магнетит, ферриторит, ортит и др., магнезиоарфведсонит	Карбонат, пирит, рибекит, крокидолит	Амозит, рибекит, акмит, пирит, магнетит, крокидолит
Характерные формы асбестовой минерализации	Жильные выполнения, вкрапленность	Жильные выполнения	Жильные выполнения, вкрапленность	Секущие жилы	Послойные жилы и серии послойных жил

иной минералогической разновидности голубых асбестов. В качестве вспомогательного, но также очень важного классификационного фактора рассматривается минералогический тип асбеста, так как намечается довольно четкая его зависимость и связь с определенными петрографическими комплексами вмещающих пород. Наблюдаемая зависимость между минералогическим типом голубых асбестов и химическим составом вмещающих горных пород дает возможность говорить о типоморфизме щелочно-амфиболовых асбестов.

Месторождения голубых асбестов встречаются:

1. В пестроцветных глинисто-доломитовых толщах, представляющих собой пачки переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, песчаников и мергелей с вкрапленностью гипса и галита. Голубой асбест в таких условиях всегда представлен родусит-асбестом.

2. В железистых и яшмовидных кварцитах, к толщам которых всегда приурочены месторождения крокидолита.

3. В серпентинитах и образовавшихся по ним комплексах метаморфических пород тальково-хлоритово-карбонатного состава. Голубой асбест здесь представлен волокнистыми разностями магнезиоарфведсонита.

4. В доломитах, доломитизированных известняках и приуроченных к ним магнетитовых скарнах. Здесь голубой асбест представлен также магнезиоарфведсонитом.

Все перечисленные типы месторождений могут быть объединены в рамках генетической схемы, представленной в табл. 1. Прежде чем обратиться к обоснованию генетических факторов, положенных в основу выдвигаемой генетической классификации, рассмотрим геологическое строение и закономерности размещения основных типов месторождений голубого асбеста.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РОДУСИТ-АСБЕСТА АЛЬПИЙСКОГО ТИПА В ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ГЛИНИСТО-ДОЛОМИТОВЫХ ТОЛЩАХ

Месторождения родусит-асбеста выделяются автором в качестве нового генетического типа месторождений амфиболого асбеста. Эти месторождения приурочены к весьма разновозрастным отложениям и известны в различных частях света в осадках эоцена, перми, карбона и девона, однако, несмотря на это, они весьма ограничены в своем распространении и во всех случаях характеризуются близкими чертами геологического строения и сходными или аналогичными комплексами вмещающих пород, представленных ритмичными отложениями мелководных засоленных лагун. Родуситоносные отложения всегда приурочены к структурам типа межгорных впадин.

Пестроцветные толщи, вмещающие родуситовую минерализацию, занимают вполне определенное положение в литологическом разрезе. Они залегают на красноцветных отложениях континентального характера, переходя вверх по разрезу в более глубоководные отложения карбонатно-мергелистых фаций, представляют собой промежуточные образования между континентальными и морскими отложениями.

В строении пестроцветных толщ принимают участие следующие литологические типы горных пород: аргиллиты, алевролиты, аркозовые песчаники, мергели, а также целая гамма смешанных горных пород, таких как песчанистые и алевролитовые мергели, песчанистые и алевролитовые аргиллиты, мергелистые (карбонатные) песчаники и алевролиты.

Во всех перечисленных выше типах горных пород присутствовали вкрапленники минералов группы гипса и реже кристаллов галита, распознаваемые сейчас лишь по форме кристаллов, замещенных агрегатами новообразованных минералов. Такая вкрапленность особенно обильна в

аргиллитах и алевролитах и является наряду с довольно широким развитием смешанных горных пород характерной особенностью родуситоносных пестроцветных толщ.

Аргиллиты родуситоносных толщ представляют собой камневидные, неразмокающие породы бурых тонов, сложенные глинистыми минералами и тонкозернистым карбонатом. Содержат вкрапленность минералов группы гипса, галита, карбоната и незначительную примесь терригенных зерен кварца и полевого шпата алевритовой размерности. Текстура пород плотная, слоистая и микрослоистая. При выветривании легко обесцвечиваются, приобретая желтоватую окраску с образованием концентрически-зональных фигур; тонкослоистые разности рассыпаются на мелкие остроугольные обломки (пешку). Толстослоистые и плитчатые разности содержат трещины, образующие ромбоэдрическую отдельность, и диагональные трещины скола.

Глинистая составляющая аргиллитов представлена в основном монтмориллонитом, для которого при рентгеновском изучении после насыщения глицерином характерен рефлекс 17,37 Å максимальной интенсивности. Монтмориллонит слагает основную массу породы (70—90%). Кроме него, в незначительном количестве присутствуют гидрослюда и субмикроскопические выделения полевого шпата типа альбита, установленные также рентгеновским методом. В составе монтмориллонитовых глин присутствуют щелочи Na_2O и K_2O в соотношении 2 : 1, входящие в обменный ионный комплекс. Количество Na_2O колеблется от 0,1 до 0,26%, а K_2O от 0,4 до 0,11%. Натрий обменного ионного комплекса монтмориллонита является основным источником щелочей при родуситообразовании.

Вторым существенным компонентом является карбонат, представленный в основном доломитом и в меньшем количестве кальцитом. Соотношения карбонатов и терригенной составляющей в аргиллитах приведены в табл. 2.

Таблица 2

Соотношение карбонатов и терригенной составляющей в аргиллитах (в %)

Номер образцов	Кальцит	Доломит	Терригенная составляющая	Отношения $\frac{CaMg(CO_3)_2}{Ca(CO_3)_2}$
1301	0,99	1,43	97,58	1,44
317	1,01	2,41	96,58	2,38
295	1,19	3,74	95,07	3,15
338	2,63	2,65	94,72	0,99
323	0,96	4,38	94,66	4,56
343	2,85	3,38	93,77	1,19
351	2,65	3,73	93,32	1,40
314	0,11	7,25	92,64	6,59
379	0,76	12,21	86,13	17,38
345	11,57	6,92	81,51	0,60
382	16,59	7,23	76,18	0,47
327	2,47	23,07	74,44	9,30
334	7,65	25,91	66,44	3,39
292	16,80	17,00	66,20	1,01
348	7,58	28,90	63,52	3,80

Аргиллиты с увеличением содержания карбонатной составляющей через карбонатные аргиллиты и глинистые мергели переходят в типичные мергели, а через алевролитовые и песчанистые разности — в алевролиты и песчаники.

Алевролиты и песчаники в геологическом разрезе родуситоносных толщ развиты достаточно широко и представлены в основном отложениями аркозового состава. Терригенная составляющая в основном состоит из обломков полевого шпата, количество которых составляет 35—50% объема породы; 10—20% приходится на долю зерен кварца. Цемент обычно глинистый и карбонатно-глинистый. Глинистая составляющая цемента имеет монтмориллонитовый состав. Карбонатная часть представлена в основном доломитом с подчиненным количеством кальцита. Характер цемента базальный или выполнения пор, часто наблюдается сочетание обеих типов цементации ввиду неравномерного распределения в породах терригенного материала. В алевролитах часто наблюдается слоистая текстура, а в песчаниках — косая слоистость.

В алевролитах и песчаниках, так же как и в аргиллитах, присутствуют минералы-вкрапленники группы гипса, пустоты выщелачивания которых выполнены альбитом, карбонатом, гематитом и родуситом. В алевролитах вкрапленники этих минералов менее обильны, чем в аргиллитах. В песчаниках вкрапленность кристаллов, гипса встречается очень редко и, как правило, только в мелкозернистых разностях. Новообразованные минералы в песчаниках встречаются в основном в межзерновом пространстве, образуя единичные зерна и агрегаты. В породах этих групп наблюдается обрастание зерен полевого шпата альбитом и разъедание зерен кварца.

Мергели от серого до темно-серого, черного цвета — довольно широко распространенная группа пород. При выветривании преобладают белый и желтый цвета, что в сочетании с бурыми цветами аргиллитов, алевролитов и песчаников создает пестроцветный облик родуситоносных толщ. Текстура мергелей слоистая и микрослоистая. В них часто наблюдается микроскладчатость, связанная наряду с тектоническими причинами, с явлениями подводного оползания. Мергели сложены доломитом, кальцитом и глинистым минералом монтмориллонитового типа. В них часто присутствуют зерна кварца и полевого шпата алевролитовой и песчаной размерности. Состав мергелей приведен в табл. 3. В породах в незначительном количестве присутствует битум. В составе рассеянного битума преобладает наиболее восстановленная масляная фракция. Кислые, тяжелые компоненты (тяжелые смолы и гуминовые соединения) практически отсутствуют. По своему типу битум мергелей близок к нефтяным битумам, характерным для битуминозных пород.

Таблица 3

Соотношение карбонатов и терригенной составляющей в мергелях пестроцветной родуситоносной толщи (в вес. %)

Номер образца	Кальцит	Доломит	Терригенная составляющая	Номер образца	Кальцит	Доломит	Терригенная составляющая
286	10,33	26,95	62,72	308	3,70	43,46	52,84
288	5,36	39,85	54,79	280	19,76	50,61	29,63
290	9,31	27,94	62,75	331	1,03	37,14	61,83
307	3,11	49,45	47,44	357	11,48	50,11	38,41
309	12,48	50,38	37,14	363	7,19	50,59	42,22
346	39,55	10,13	51,32	364	2,15	41,39	56,46
347	10,38	33,59	55,99	367	17,23	23,92	58,85
350	2,72	52,29	44,99	369	22,34	15,83	61,83
352	22,48	23,21	53,31	373	3,93	48,48	47,59
354	1,50	44,35	54,15				

Характерной особенностью родуситоносных толщ является присутствие в слагающих их горных породах минералов-вкрапленников группы гипса и галита (?) и, возможно, доломита. В одних случаях на месте выщелоченных кристаллов сохраняются пустоты, по форме напоминающие двойники типа «ласточкина хвоста», характерные для гипса, в других — правильные ромбоэдры и реже кубы. Чаще всего эти вкрапленники образуют послойные скопления, располагающиеся вдоль плоскостей наслоения пород.

Взаимоотношения кристаллов-вкрапленников со слоистостью свидетельствуют об их образовании в процессе осадконакопления. Наблюдаются случаи плавного облекания слоистостью кристаллов-вкрапленников, иногда с частичным протыканием ее гранями кристаллов. Встречаются случаи пересечения кристаллами-вкрапленников слоистости со слабым ее изгибанием у секущих граней кристалла. В некоторых случаях характер взаимоотношения вкрапленников со слоистостью свидетельствует о росте кристалла внутри захоронившего его слоя.

Пустоты, оставшиеся от кристаллов-вкрапленников, выполнены агрегатами новообразованных минералов: альбита, кальцита, гематита, родусита, пирита, встречающихся в самых различных сочетаниях. Большинство перечисленных минералов, за исключением альбита и пирита, принимает участие в строении жильных выполнений родусита и родусит-асбеста. Характер взаимоотношений минералов вкрапленников (гипса, галита, карбоната) с вмещающими горными породами свидетельствует об их образовании одновременно с осадконакоплением, и, следовательно, их присутствие в горных породах является важным признаком условий образования последних, свидетельствуя о возникновении вмещающих родуситовую минералиазцию пород в мелководных лагунах, с повышенной соленостью.

Характер взаимоотношений горных пород

Изучением геологического строения родуситоносных толщ, кроме автора, занимались В. Г. Годовиков, Н. Н. Ведерников, П. П. Пискорский, данные которых частично использованы при написании этого раздела.

Чередование различных горных пород в разрезе родуситоносных толщ обнаруживает ритмичный характер, появляющийся как в смене отдельных пачек (макроритмы), так и в чередовании отдельных слоев в пределах пачек (микроритмы). Родуситоносные толщи залегают на красноцветных отложениях континентального характера, представленных переслаивающимися алевролитами, песчаниками и аргиллитами с преобладанием в разрезе последних. На красноцветных отложениях залегает родуситоносная толща горных пород, мощность которой в различных районах колеблется от 80—120 до 300—400 *м*. В основании толщи залегает пачка мергелей серого или темно-серого (до черного) цвета, которые в условиях поверхностного выветривания приобретают желтый цвет. Иногда между нижними красноцветными отложениями и нижней пачкой мергелей залегает слой брекчии, который присутствует не везде, содержит гальку и обломки родусита и на этом основании рассматривается нами как образование, обязанное своим происхождением пострудным тектоническим подвижкам. На этих мергелях залегают преимущественно вишневые или бурые песчаники, алевролиты и аргиллиты. На красноцветной песчаниково-алевролитово-аргиллитовой пачке снова залегает пачка серых и темно-серых мергелей и т. д. В мергелистых пачках всегда присутствуют прослои песчаников, алевролитов и аргиллитов, а в песчаниково-аргиллитовых пачках — прослои мергелей.

На границах мергелистых и песчаниково-аргиллитовых пачек всегда наблюдаются прослои смешанных горных пород, представленные глини-

стыми, алевритовыми и песчанистыми мергелями у контакта с мергелями и мергелистыми песчаниками и алевролитами у контакта с терригенными пачками. Такие же переходы наблюдаются и на границах отдельных слоев в пределах пачек. Встречаются два типа смешанных горных пород: 1) примеси (мергель, песчаник или алевролит) образуют обособленные микроскопические прослойки в массе основой породы; 2) компоненты примесей равномерно распределены в массе основной горной породы.

Общее число пачек в разрезах родуситоносных толщ колеблется от 8—10 до 13—15, а их мощность пропорциональна общей мощности разреза и колеблется от 1—2 до 5—10 *м*. Верхняя пачка родуситоносных толщ сложена песчано-мергелистыми отложениями. В верхней ее части появляются прослои глинистых известняков, роль которых увеличивается вверх по разрезу и отложения переходят в известково-мергелистые осадки с прослоями плитчатых песчаников обычно серого цвета.

В общих чертах разрез подстилающих, родуситоносных и покрывающих отложений выглядит следующим образом: 1) подстилающие красноцветные континентальные отложения (100—500 *м* и более); 2) пестроцветные родуситоносные отложения (80—500 *м*); 3) покрывающие сероцветные отложения (500—1000 *м* и более).

Отдельные пачки горных пород в пределах родуситоносной толщи также характеризуются определенной ритмичностью в смене горных пород различных литологических типов: в мергелистых пачках наиболее полного ритма наблюдается такая последовательность (снизу вверх): мергель, глинистый мергель, аргиллит, алевролит (или песчаник), аргиллит, глинистый мергель, мергель. Резко преобладающим в пачке является мергель. Алевролиты (песчаники) присутствуют в виде тонких прослоев (от 2—3 до 10 *см*). Такая последовательность в смене горных пород может повторяться в пределах пачки до трех раз, иногда больше. Часто из разреза пачки некоторые типы горных пород (например, аргиллиты) могут выпадать.

В терригенных пачках (песчаниково-алевролитово-аргиллитовых) последовательность смены различных горных пород имеет следующий вид (снизу вверх): аргиллит, алевролит, песчаник, алевролит, аргиллит. Такое чередование горных пород в разрезе пачки повторяется несколько раз. Иногда в этих пачках наблюдаются мощные слои аргиллитов, достигающие 2,5—5 *м* мощности, и, как правило, к ним и приурочивается наиболее интенсивное и качественное родусит-асбестовое оруденение.

Пестроцветные толщи горных пород в районах развития родуситовой минерализации всегда характеризуются очень интенсивной тектонической нарушенностью. Это выражается в смятии их в мелкие складки (с амплитудами 1—100 *м*), сопровождающиеся сериями небольших сбросов и сбросо-сдвигов (амплитуды 1—10 *м*, редко большие), или (в случае больших мощностей родуситоносных толщ) в появлении флекстурных перегибов с сериями малоамплитудных сбросов.

Области развития тектонических нарушений образуют обычно линейно вытянутые зоны, располагающиеся на границах складчатых структур первого и второго порядков (синклиналей — антиклиналей, брахисинклиналей — брахиантиклиналей), что связывается нами с глубинными разломами и глыбовыми движениями древнего фундамента.

Форма выделений и минералогия родусита

Встречается два типа минерализации родусита и родусит-асбеста: ж и л ь н ы е в ы п о л н е н и я и в к р а п л е н н о с т ь. В п е р в о м, ж и л ь н о м т и п е минерализации можно выделить ряд подтипов: 1) жилы секущие, приуроченные к зонам дробления и малоамплитудным сбросам, 2) жилы,

приуроченные к трещинам кливажа, 3) согласные жилы, залегающие вдоль плоскостей напластования.

Секущие жилы родусита первого подтипа, как правило, имеют неправильную форму, образуя по простиранию раздувы и пережимы. Жилы родусита включают угловатые и неправильной формы обломки вмещающих пород. Особенно большое количество включений обломков вмещающих пород встречается в местах раздувов жил. В некоторых случаях количество таких обломков так велико, что родуситовое вещество играет роль лишь цементирующей массы. Текстура родуситовых жил, выполняющих тектонические трещины, обычно плотная без намеков на волокнистое или шестоватое строение. Структура микрокристаллическая и микроволокнистая.

Второй подтип жильных выполнений родусита, приурченных к трещинам кливажа, является наиболее распространенным на месторождениях и самым важным в практическом отношении. Жильные выполнения второго подтипа подразделяются на две разновидности: а) мощные (20—40 *см*) и выдержанные по простиранию жилы родусита, как правило, не содержащие включений вмещающих пород, часто с шестоватыми и волокнистыми текстурами, микрокристаллическим и плотным родуситом; б) маломощные (0,3—0,5 *см*) прожилки волокнистой текстуры, приуроченные к системе трещин кливажа в аргиллитах. Вторая разновидность жилкования дает на месторождениях основное количество промышленного волокна — родусит-асбеста. Жилы этой разновидности сложены волокнистыми агрегатами таблитчатой формы. Таблитчатые агрегаты волокон беспорядочно ориентированы в плоскости жилы, но подавляющее большинство их располагается параллельно или наклонно по отношению к стенкам. Родусит-асбест в жилах данной разновидности встречается в тесной ассоциации с пластинчатым гематитом, располагающимся обычно в зальбандах жилок. При выклинивании жил родусит-асбеста весь прожилок часто выполнен гематитом с незначительной примесью волокон родусит-асбеста. Длина волокна в жилах описанной разновидности колеблется от 0,2 до 0,5—0,7 *см*.

Третий подтип жилкования родусита и родусит-асбеста представлен послойными, согласными жилами, среди которых, так же как и во втором подтипе, можно выделить ряд разновидностей: а) послойные жилы сложного строения и б) простые послойные жилы и пленочки родусита. Послойные жилы сложного строения содержат волокно высоких сортов и прочности. Родусит-асбест в таких жилах выделяется в форме продольно-, косо- и поперечноволокнистых образований столбчатой формы, расположенных среди неволокнистой массы родусита микрокристаллического строения, также часто образующего поперечно-столбчатые агрегаты. Соотношение волокнистого и микрокристаллического родусита в послойных жилах неодинаково. В большинстве случаев содержание волокна в таких жилах невелико и и не превышает 5—10% от массы жилы. Волокнистый родусит образует вкрапления неправильной формы, погруженные в массу микрокристаллического родусита. В отдельных случаях количество волокнистого родусита очень велико и составляет более 50% всей жильной массы. Волокна родусит-асбеста в послойных жилах образуют столбчатые удлиненно-клиновидные участки, ориентированные перпендикулярно и продольно по отношению к поверхностям ограничения жилы. Строение послойных жил родусита иногда осложняется присутствием в их центральной части просечки таблитчатых зерен гематита или оторочек, сложенных плойчатым родуситом, обычно с реликтами вмещающих пород. В отдельных участках послойные жилы родусита деформированы и, как правило, родусит здесь опализирован. Опаловое вещество ($N = 1{,}454 \pm 0{,}003$) замещает родусит

постепенно, так что в некоторых участках можно наблюдать среди массы спала реликты микроскопических кристаллов родусита. Послойные жилы сложного строения наблюдаются иногда на значительном пространстве и прослеживаются на протяжении нескольких сотен метров. По простиранию послойных жил сложного строения наблюдаются перерывы и изменение мощности от 4—5 до 1—0,5 *см*.

Простые послойные жилы и пленочки родусита сложены, как правило, либо ломким родусит-асбестом, либо микрокристаллическим родуситом без волокна и поэтому не имеют никакого практического значения. Иногда в жилах этого типа содержится незначительная примесь волокна высокой прочности.

В качестве образований, тесно связанных с маломощными послойными прожилками, следует рассматривать желвакообразные выделения родусита, часто радиально-лучистого строения. Такие желваки, имеющие часто правильную сферическую форму, образуются в замковых частях мелких и микроскопических складок, представляя собой продолжение послойных жил, от которых зачастую совершенно отшнуровываются, так, что видимой связи родуситовых желваков с послойными прожилками не сохраняется.

В о в т о р о м, в к р а п л е н н о м т и п е родуситовой минерализации также можно выделить несколько подтипов, а именно: 1) выполнение полостей растворения кристаллов-вкрапленников, располагающихся на поверхности плоскостей наслоения; 2) выполнение полостей растворения кристаллов-вкрапленников, заключенных в массе отдельных слоев аргиллитов и других пород; 3) скопления родусита неправильной, желвакообразной формы, образовавшиеся, по-видимому, на месте скоплений кристаллов-вкрапленников.

Во всех трех случаях родуситовое волокно заполняет полости либо самостоятельно, либо чаще совместно с карбонатом и гематитом. Родусит-асбест, выполняющий полости кристаллов-вкрапленников, образует таблитчатые обособления волокнистого строения, беспорядочно ориентированные по отношению друг к другу. По форме выполнения эти таблитчатые образования напоминают жилы, приуроченные к трещинам кливажа в аргиллитах. Полости выщелачивания кристаллов-вкрапленников выполняются ломким родусит-асбестом, обычно совместно с карбонатом и гематитом, но иногда и самостоятельно. Чаще они заполнены карбонатом, гематитом и альбитом с единичными кристаллами родусита призматического и длиннопризматического габитуса. Размер полостей растворения кристаллов-вкрапленников варьирует в пределах от 0,1 до 0,5 *см*, достигая в отдельных случаях 3—5 *см*. Волокно из вкрапленного типа минерализации обычно короткое и относится к VI—VII сортам.

Родусит жильных образований и вкрапленности на месторождениях по своим текстурным особенностям и свойствам подразделяются на ряд разновидностей: 1) родусит-асбест, 2) ломкий родусит-асбест (сюда относится листоватый и землистый родусит), 3) кристаллически-зернистый родусит.

Р о д у с и т - а с б е с т выделяется в форме тонких, эластичных волокон. В нераспушенном виде имеет синий и голубовато-синий цвета с перламутровым блеском. Волокна ориентированы перпендикулярно, косо и продольно по отношению к стенкам выполняемых ими полостей. Распушенное волокно родусит-асбеста обладает пепельно-серым цветом с голубовато-синим оттенком.

При прокаливании родусит-асбест приобретает пепельно-серую окраску, конституционную воду теряет в интервале 950—1000° и при температуре 1120° сплавляется в желтовато-бурую пузыристую массу. Удельный вес родусит-асбеста равен 3,017. Под микроскопом отчетливо видна его

тонковолокнистая текстура. В иммерсионном препарате асбест образует сетку перекрещивающихся прямых и упругих волокон. Минимальная видимая в электронном микроскопе толщина волокна равна 1/25 микрона. Средняя прочность на разрыв недеформированного волокна родусит-асбеста составляет 170 *кг/мм²*.

Наряду с высокой механической прочностью волокно родусит-асбеста характеризуется высокой кислотоупорностью. Растворимость волокна III сорта после обработки 50% HCl в течение трех часов на водяной бане не превышает 13,81%. Минимальная растворимость равна 8,36%. Предварительная обработка волокна 5%-ной HCl дает величину растворимости родусит-асбеста в 4,16%. Родусит асбест характеризуется следующими оптическими свойствами: удлинение отрицательное, угол cNp = 12°; Ng = 1,658; Np = 1,650; обладает сильной дисперсией оптических осей, благодаря чему при вращении столика микроскопа минерал в белом свете не угасает, а меняет окраску от зеленовато-серой до буровато-коричневой, плеохроизм по Ng — зеленовато-желтый, по Np—светлый травяно-зеленый.

Ломкий родусит-асбест имеет голубовато-серый цвет с тусклым блеском. Образует агрегаты плохо распушающихся волокон, легко ломаемых на стекле иглой. Под микроскопом в иммерсионном препарате волокна ломкого родусит-асбеста образуют агрегаты изогнутых, неупругих волокон. Электронные фотографии ломкого родусит-асбеста сильно отличаются от фотографий препаратов нормального родусит-асбеста с прочным волокном. Ломкий асбест не дает тонких упругих нитей, а образует короткие толстые с неровными изломами брусочки. В жилах, сложенных ломким асбестом, всегда присутствует незначительное количество волокна высокой прочности.

Волокна ломкого родусит-асбеста образуют чешуйчатые агрегаты, получившие название «листоватого асбеста». Агрегаты микро- и коротковолокнистого ломкого родусит-асбеста, имеющие вид землистой голубовато-серой массы, получили в практике название «землистого родусита».

Ломкий родусит-асбест характеризуется следующими оптическими свойствами: удлинение положительное; угол cNg — 20°; Ng = 1,622; Np = 1,618, плеохроизм по Ng — светло-зеленый, по Np — светло-желтый с зеленоватым оттенком; наблюдается дисперсия угла оптических осей.

Микрокристаллический родусит встречается в виде длиннопризматических кристаллов в составе выполнений пустот кристаллов-вкрапленников или развивается в виде призматических кристаллов в межзерновом пространстве песчаников и алевролитов. Его тонкоигольчатые разности слагают основную массу родуситовых жил плотного и листоватого строения. Агрегаты микрокристаллического родусита очень плотные и вязкие, с жирным перламутровым блеском на свежем сколе в жильных выполнениях имеют темно-синий до черно-синего цвет.

Микрокристаллический родусит имеет следующие оптические свойства: удлинение отрицательное; угол cNp = 17°; Ng = 1,656; Np= 1,649, плеохроизм по Ng — светло-синий, по Np — зеленовато-желтый, наблюдается дисперсия угла оптических осей.

Описанные выше текстурные модификации родусита и родусит-асбеста, несмотря на различие в физических и оптических свойствах, принадлежат к одной минеральной разновидности, о чем свидетельствуют близость их химических составов и рентгеноструктурные данные. Особенно резкое различие в оптических и физических свойствах наблюдается между родусит-асбестом и ломким родусит-асбестом. Эти разновидности родусита различаются по характеру удлинения и по величине показателей преломления. Оптические характеристики микрокристаллического родусита

и родусит-асбеста почти аналогичны и отличаются друг от друга только по небольшой разнице показателей преломления. Это наряду с близостью химических составов и аналогией рентгеновской структуры указывает на то, что родусит-асбест представляет собой текстурную волокнистую модификацию микрокристаллического родусита.

Родусит и родусит-асбест по химическому составу представляют собой магнезиально-железистый водный силикат натрия и по кристаллохимическим особенностям относятся к изоморфному ряду рибекита-магнезиорибекита: $(Na_2Fe_3^{\cdot\cdot}Fe_2^{\cdot\cdot\cdot})\ Si_8O_{22}(OH)_2$ — $Na_2Mg_3Fe_2^{\cdot\cdot\cdot}\ Si_8O_{22}(OH)_2$.

Предложенная Уорреном структура минералов группы амфиболов позволяет рассмотреть возможные изоморфные замещения в пределах изоморфного ряда рибекит — магнезиорибекит и на этой основе установить положение родусита и родусит-асбеста в пределах этого ряда. Химические анализы различных текстурных модификаций родусита ряда районов приведены в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав различных текстурных разновидностей родусита и родусит-асбеста СССР (в %)

Компонент	Казахстан					Сибирь
	Родусит-асбест из секущих жил в аргиллитах	«Листоватый» родусит из послойных скоплений в серых мергелях	Родусит-асбест из послойной жилы	Микрокристаллический родусит из послойной жилы	Родусит-асбест из послойной жилы	Родусит-асбест
SiO_2	51,65	54,35	57,51	60,44	53,44	53,09
TiO_2	Следы	Следы	Следы	Следы	0,20	0,10
Al_2O_3	1,57	2,13	1,64	1,45	1,49	1,28
Fe_2O_3	13,82	15,18	12,54	13,81	14,56	14,03
FeO	9,0	4,61	6,60	6,14	7,05	7,51
MnO	—	—	—	—	Следы	0,01
MgO	12,27	12,00	10,85	8,33	10,40	11,91
CaO	1,19	0,70	1,20	0,93	1,47	1,92
Na_2O	5,44	6,25	5,58	5,06	5,04	4,65
K_2O	0,56	0,61	0,51	0,29	0,40	0,13
H_2O^-	Не обн.	0,43	0,20	0,77	1,24	0,18
H_2O^+	3,86	3,79	2,93	2,55	3,41	3,85
F	0,22	0,22	0,16	0,20	0,90	0,25
S	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,05	Не опр.
Cl	»	»	»	»	0,21	»
CO_2	Не обн.	0,20	0,40	0,20	Не обн.	0,98
Потери при прокаливании	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,39	Не опр.
Итого . . .	99,58	100,47	100,12	100,22	100,25	99,95*
$O = F_2$	−0,09	−0,09	−0,07	−0,08	−0,37	−0,10
$O = Cl_2$	—	—	—	—	−0,04	—
$O = S$	—	—	—	—	−0,02	—
Сумма . . .	99,49	100,38	100,05	100,14	99,82	99,85

* Вместе с SO_3—0,08%.

Аналитики В. М. Некрасова и М. Г. Замуруева.

О генезисе месторождений родусита

Впервые вопрос о возможных условиях образования родуситовой минерализации был рассмотрен Ф. В. Чухровым (1946), предположившим, что образование родусита связано с циркуляцией вадозных вод по аналогии с представлениями, высказанными А. Е. Ферсманом в отношении генезиса палыгорскитов и целеритов.

Ю. К. Андреев (Андреев, Годовиков, 1959) связывает генезис родусита с телетермальными растворами, обогащенными рудообразующими компонентами (щелочами, магнием, железом) за счет выщелачивания из вмещающих пород, что было доказано автором аналитическими методами. П. П. Пискорский приписывает рудообразующим растворам метаморфогенный характер. Обогащение растворов рудообразующими компонентами по его мнению также происходит за счет вмещающих горных пород. В настоящее время, к сожалению, нет достаточных данных для однозначного обоснования той или иной концепции образования термальных растворов и на данной стадии изученности месторождений при оценке перспектив того или иного района следует учитывать обе точки зрения на их происхождение.

КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННЫЕ (БИМЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГНЕЗИОАРФВЕДСОНИТ-АСБЕСТА В КОМПЛЕКСЕ ТАЛЬКОВО-ХЛОРИТОВО-КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В ЗМЕЕВИКАХ

Общая геологическая обстановка

Биметасоматические месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста приурочены к комплексу метасоматических горных пород тальково-хлоритово-карбонатного состава, образовавшихся за счет изменения змеевиков, а также к змеевикам в контактах с этими метасоматитами. Характерной чертой большинства месторождений является присутствие среди тальково-хлоритово-карбонатных линз вермикулитовых и хлоритовых горных пород, образовавшихся за счет биметасоматического изменения диоритовых жил, залегающих в змеевиках.

Месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста связаны с тектоническими зонами значительной протяженности (20 *км* и больше), рассекающими змеевиковые массивы согласно с их общим простиранием. Пространственное положение тектонических зон фиксируется комплексом тальково-хлоритово-карбонатных пород и полосами разлинзования и рассланцевания змеевиков.

Тальково-хлоритово-карбонатные породы образуют прерывистые полосы линзовидных тел, выклинивающихся по простиранию и по падению, обычно крутому (60—80°). Протяженность линз достигает 100—400 *м* при мощности в 10—50 *м*. По падению линзы прослеживаются до 100 *м* и более. Характер расположения отдельных разломов и трещин, слагающих тектонические зоны, свидетельствует об их унаследованном характере и возникновении, как правило, за счет обновления тектонических разломов, возникших в процессе формирования и серпентинизации ультраосновных массивов. Это положение подтверждается расположением отдельных разломов и трещин, размещающихся между перидотитовыми ядрами в змеевиковых массивах, часто с кулисообразным облеканием ядер, в результате чего тектонические зоны приобретают сетчатое строение, а отдельные разломы — простирание, почти перпендикулярное к общему простиранию тектонических зон.

Змеевиковые массивы, содержащие месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста по исходному петрографическому составу, были представле-

ны преимущественно гарцбургитами. Среди обширного массива гарцбургитов встречались участки лерцилитового, верлитового и дунитового состава. В настоящее время первичные магматические породы сохранились в виде реликтов, в значительной степени серпентинизированных.

Комплекс тальково-хлоритово-карбонатных горных пород, с линзами которых связаны месторождения, образовались за счет изменения углекислыми термальными растворами змеевиков, серпентинизированных гарцбургитов, а также жильных пород диоритового состава, залегающих в пределах тектонических зон в змеевиках.

Комплекс вмещающих горных пород и характер их взаимного размещения

В строении асбестоносных линз участвуют следующие горные породы: хризотилово-антигоритовые и антигоритовые змеевики, псевдоморфные антигоритовые, хлоритово-карбонатные, тальково-карбонатные, тальково-актинолитовые, тальково-карбонатно-щелочноамфиболовые и кварцево-карбонатные породы, биотитизированные диориты, альбитово-гидробио титовые, гидробиотитовые и хлоритовые породы.

Хризотил-антигоритовые змеевики представляют собой гидротермальные производные хризотиловых змеевиков и залегают во внешних частях асбестоносных линз, постепенно переходя с удалением от контакта последних в хризотиловые змеевики. Хризотилово-антигоритовые змеевики как самостоятельная разновидность горных пород были выделены Б. П. Кротовым. По мере увеличения количества антигорита черты хризотиловых змеевиков затушевываются, и в конечном итоге породы переходят в антигоритовые змеевики, сложенные главным образом антигоритом; в значительном количестве (до 30%) в них присутствует карбонат брейнеритового и магнезитового состава, а также небольшое количество зерен магнетита и реликты хромшпинели. Антигорит образует характерные для него формы: иголочки, брусочки, спиновидные агрегаты, а также псевдоморфозы по пироксену, напоминающие бастит и отличающиеся от него отрицательным оптическим знаком. Среди антигоритовых змеевиков в зависимости от формы выделения индивидов антигорита различаются структурные разности: сноповидно-игольчатые, игольчато-брусчатые, чешуйчатые.

Псевдоморфно-антигоритовые горные породы представляют собой результат антигоритизации карбонатизированных хризотиловых змеевиков и тальково-карбонатных пород. Названа эта горная порода по способу образования антигорита, образующего псевдоморфозы по карбонату. Эта порода пространственно тесно связана с антигоритовыми и хризотилово-антигоритовыми змеевиками, с одной стороны, и с тальково-карбонатными породами — с другой, представляя в основном результат антигоритизации последних. Порода состоит из многочисленных таблитчатых псевдоморфоз антигорита по зернам карбоната, пространство между которыми выполнено таблитчатым, брусчатым, игольчатым антигоритом. Замещению антигоритом подвергаются зерна брейнерита и идеально образованные ромбоэдры магнезита. При замещении брейнерита антигоритом наблюдается выделение пылеватых темных частиц, располагающихся по краям зерна, сохраняя их первоначальные контуры. При замещении магнезита антигоритом подобных образований не наблюдается, из чего следует, что каймы, образующиеся при антигоритизации железосодержащего брейнерита, сложены окислами железа. Кроме антигорита, в породе присутствуют реликты хризотила, метаморфизованные зерна

хромшпинели, тальк и лучистый щелочный амфибол типа арфведсонита (преимущественно в разностях, образовавшихся по тальково-карбонатным породам). Иглы щелочного амфибола секут зерна карбоната и развивающегося по нему антигорита. Таким образом, очевидно наиболее позднее образование амфибола.

Хлоритово-карбонатная порода сложена в основном хлоритом магнезиально-железистого типа и брейнеритом. В незначительных количествах присутствуют тальк, реликты хромшпинели и гидроокислы железа. Хлорит выделяется в виде кристаллов с совершенной спайностью по (001) и образует неправильные чешуйки с лапчатыми краями. По оптическим свойствам он близок к пеннину.

Брейнерит образует неправильные зерна и очень часто подвергается замещению антигоритом; его количество достигает 60%. Кроме того, в породе встречаются тальк, зерна хромшпинели, замещенные окислами железа, и щелочной амфибол в форме пучков и тонких игольчатых кристаллов. Средний количественно-минеральный состав хлоритово-карбонатной породы следующий (в %): хлорит — 60; карбонат — 35; тальк — 3—5; окислы железа и реликты хромшпинели 1—2. Химический анализ этой породы (в вес. %): SiO_2 — 28,34; Al_2O_3 — 3,69; Fe_2O_3 — 1,55; FeO — 0,85; TiO_2 — следы; CaO — 10,08; MgO — 31,48; NiO — 0,20; MnO — 0,10; Cr_2O_3 — 0,11; CoO — следы; P_2O_5 — нет; K_2O — 1,12; потери при прокаливаниях 24,00; H_2O — 1,80.

Структура основной массы породы лепидобластическая. На фоне основной массы выделяются зерна карбоната, которые иногда достигают значительных размеров (до 1 *мм*). Иногда порода имеет полосчатую текстуру благодаря послойному распределению породообразующих минералов.

Тальково-карбонатные породы и сланцы содержат, кроме талька и карбоната, хлорит, актинолит, щелочный амфибол и реликты хромшпинели, количество которых в некоторых участках линз достигает 10—15%. По внешнему виду тальково-карбонатные породы чрезвычайно пестрые, что особенно свойственно для верхних частей разреза в связи с их выветриванием. Наиболее обычны для них светло-серый и темно-серый цвета. Увеличение содержания хлорита определяет появление зеленых тонов, присутствие брейнерита— бурых, за счет окисления содержащегося в нем железа, щелочного амфибола — голубовато-зеленых. Серый цвет породы связан с наличием свободного углерода в виде тонко распыленного углекислого вещества, содержание которого достигает 0,5—0,7 %.

Тальк представлен микроскопическими, удлиненными лейстами с совершенной спайностью по (001); Ng = 1,583; Np = 1,551, что соответствует содержанию в его составе Fe_2O_3 в количестве около 4,15%. Карбонат представлен брейнеритом и магнезитом. Соотношение их равно примерно 10 : 1. Брейнерит образует зерна изометрической формы, а магнетит — правильные ромбоэдры размером 0,06 — 2 — 3 *см*. Количество карбоната колеблется от 20 до 45—60%. Хлорит (пеннин) образует микроскопические лейсты с неровными краями, а актинолит — лучистые агрегаты и пучки шестоватых кристаллов. Судя по величине показателей преломления (Ng = 1,642; Np = 1,630; cNg = 21°) актинолит содержит до 30% ферротермолита. Кристаллы актинолита располагаются обычно согласно с сланцеватостью породы. Количество хлорита и актинолита возрастает вблизи с контактами измененных диоритовых жил.

Щелочный амфибол выделяется также в виде шестоватых и лучистых агрегатов, секущих направления спайности и зерна карбонатов. По оптическим свойствам амфибол близок к магнезиоарфведсониту.

Тальково-актинолитовые породы имеют сравнительно незначительное распространение и располагаются вдоль контактов с биотитизированными и хлоритизированными диоритовыми жилами; содержат реликты хромшпинели. Актинолит легко замещается тальком с образованием псевдоморфоз. Тальк выделяется в виде микроскопических лейст, в массе которых погружены иглы и пучки актинолита.

Тальково-карбонатно-щелочноамфиболовые породы в отдельных случаях могут быть выделены в качестве самостоятельной петрографической разновидности горных пород, так как содержание в них щелочного амфибола достигает 30—40%. Щелочной амфибол характеризуется следующими оптическими свойствами: $cNp = 4-6°$; $Ng = 1{,}642$; $Nm = 1{,}639$; $Np = 1{,}633$; $Ng - Np = 0{,}009$; 2V — средний; удлинение отрицательное и может быть определен как магнезиоарфведсонит. Образует тонкие, длиннопризматические и игольчатые зерна с бахромой игл на месте конечных граней. Располагаясь вдоль сланцеватости породы, часто сечет ее, а также зерна карбоната, талька и реликтовые шнуры хризотила. Магнезиоарфведсонит образует также прожилки спутанно-волокнистой текстуры иногда сложного строения, что связано с появлением в их краевых частях полос поперечно-шестоватой текстуры. Иногда магнезиоарфведсонит образует таблитчатые агрегаты, образовавшиеся на месте агрегатов актинолита, карбоната и талька, заместивших пироксен исходных змеевиков. Типичный химический состав тальково-карбонатно-щелочноамфиболовых пород следующий (в вес.%): SiO_2 — 30,94; TiO_2 — 0,12; Al_2O_3 — 0,67; Fe_2O_3 — 6,76; FeO — 1,70; MnO — 0,10; MgO — 28,74; CaO — 4,09; K_2O — 0,00; Na_2O — 1,68; CO_2 — 21; H_2O^+ — 0,44; H_2O^- — 3,15; S — 0,07; NiO — 0,02; Cr_2O_3 — 0,15; летучие вещества — 0,20.

Кварцево-карбонатные породы, так же как и тальково-карбонатно-щелочноамфиболовые, на месторождениях встречаются спорадически и в большинстве случаев вообще отсутствуют. Сложены они пелитоморфным карбонатом и микроскопическими зернами кварца. Кроме этих основных минералов, в породе присутствуют фуксит, тальк, пирит, окислы железа и альбит. Из реликтовых минералов сохраняется хромшпинель. В этих породах преобладает карбонат, количество которого колеблется в пределах 50—80%. Он представлен двумя минералами — магнезитом и брейнеритом. Магнезит образует агрегаты пелитоморфных зерен в виде овальных и изометрических пятен, располагающихся в центральных частях реликтовых хризотиловых петель. На месте хризотиловых шнуров выделяются более крупные зерна магнезита, среди которых присутствует небольшая примесь зерен брейнерита размером 0,004—0,1 *мм*. Брейнерит также образует самостоятельные прожилки с размером зерен 0,2—0,3 *мм*. Количество брейнерита в породе колеблется от 10 до 25—30%. Кварц встречается в породе в виде отдельных зерен и их скоплений в массе карбоната или слагает прожилки с мелкими занорышами, в которых образует щетки мелких кристаллов. Количество кварца варьирует от 3—5 до 10—15%, а размеры зерен от 0,05—до 0,2 *мм*.

Альбитово-гидробиотитовые, гидробиотитовые и хлоритовые породы образовались за счет лампрофировых жил диоритового состава — спессартитов, с биметасоматическим изменением которых нами связывается источник щелочей рудоотлагающих растворов. Химический состав типичного спессартита одного из месторождений (в вес.%): SiO_2 — 47,35; TiO_2 — 0,68; Al_2O_3 — 13,40; Fe_2O_3 — 3,84; FeO — 6,95; MnO — 0,11; CaO — 10,74; MgO — 10,57; K_2O — 0,24; Na_2O —3,09; H_2O^+ — 1,47; H_2O^-— не обн.; потери при прокаливании — 1,16. Сложены спессартиты в основном андезином и обыкновенной роговой

обманкой. Некоторая часть хлоритовых пород ряда месторождений возникла также за счет гидротермальной переработки жильных пироксенитов.

Альбитово-гидробиотитовая порода сложена в основном двумя минералами — альбитом и гидробиотитом. Кроме того, в ней присутствуют магнетит, апатит, реликты роговой обманки и моноклинного пироксена. Альбит № 5 развивается на месте андезина. Количество альбита в породе достигает 40—50%, размеры зерен 0,5—2 *мм*. Агрегаты мелких чешуек и разетковидных пластинок гидробиотита развиваются в основном по роговой обманке частично по андезину спессартитов и часто образуют псевдоморфозы по этим минералам.

Длиннопризматические мелкие кристаллы апатита включены в новообразованный альбит и гидробиотит и его содержание достигает 5%. Химический состав типичной альбитово-гидробиотитовой породы, одного из месторождений (в вес.%): SiO_2 — 52,80; TiO_2 — 0,54; MnO_3 — 19,79; Fe_2O_3 — 3,20; FeO — 5,12; MnO — 0,07; CaO — 0,71; MgO — 5,29; K_2O — 0,18; Na_2O — 6,51; H_2O^+ — 2,42; H_2O^- — 0,67; потери при прокаливании — 2,35. Порода сохраняет структуру замещенного спессартита, так как альбит развивается по плагиоклазу, а биотит в основном по роговой обманке и пироксену.

Гидробиотитовая порода обладает характерным табачным цветом, на 90—98% сложена гидробиотитом. В незначительном количестве в ней присутствуют магнетит, апатит и хлорит. Порода представляет собой результат дальнейшего гидротермального изменения лампрофиров. Химический состав типичной гидробиотитовой породы (в вес.%): SiO_2 — 32,45; TiO_2 — 1,42; Al_2O_3 — 15,13; Fe_2O_3 — 16,47; FeO — 1,70; MgO — 15,41; CaO — 1,81; MnO — 0,07; Na_2O — 0,13; K_2O — 0,38; H_2O^+— 7,12; H_2O^- — 6,59; F — 0,02; потери при прокаливании — 1,75. Минеральный состав анализированной породы: гидробиотит — 90%; магнетит — 8%; апатит — 2%.

Хлоритовая порода представляет собой крайнюю степень изменения лампрофиров. Сложена она в основном магнезиально-железистым хлоритом с незначительной примесью хорошо образованных кристаллов магнетита. Хлорит (пеннин) замещает гидробиотит часто с выделением лейкоксена. Химический анализ типичной хлоритовой породы (в вес.%): SiO_2 — 24,64; TiO_2 — 0,23; Al_2O_3 — 6,82; Fe_2O_3 — 24,18; FeO — 12,6; MnO — 0,02; CaO — 0,56; MgO — 22,90; $K_2O + Na_2O$ — 0,13; H_2O^+ — 6,58; H_2O^- — 1,32. Проанализированная порода содержит 92% хлорита и 8 % магнетита.

Перечисленные разновидности метасоматических пород, образовавшихся на месте лампрофиров, характеризуются зональным расположением. Границы между метасоматическими породами четкие, хотя вблизи границ раздела в более поздних по времени образования породах наблюдаются реликты замещенной породы (например, реликты гидробиотитовой породы в хлоритовой).

Пространственное размещение различных пород, слагающих линзы, также позволяет говорить об их зональном строении. В том случае, когда линза образовалась только за счет изменения змеевиков, в ее разрезе последовательно, от осевой части к периферии, наблюдаются: тальково-карбонатные, хлоритово-карбонатные породы, псевдоморфно-антигоритовые (не на всех месторождениях), антигоритовые, хризотилово-антигоритовые змеевики. В том случае, когда в границах тальково-карбонатных линз залегают жилы диоритового состава, строение их усложняется и наблюдается следующая зональность горных пород, слагающих линзы: альбитово-гидробиотитовая, гидробиотитовая, хлоритовая, тальково-актинолитовая, тальково-карбонат-

ная, тальково-хлоритовая, псевдоморфно-антигоритовая (не на всех месторождениях) породы, антигоритовые и хризотилово-антигоритовые змеевики.

Часто биотитизированные диориты составляют осевую часть линз. В линзе может присутствовать два и более параллельных жильных тела и в этом случае в разрезе будут встречены две или более биотитовые зоны.

Во многих тальково-хлоритово-карбонатных линзах встречаются довольно крупные останцы линзовидной формы карбонатизированных или антигоритизированных змеевиков, несущие в себе значительные по площади (до нескольких квадратных метров) плоскости скольжения, минерализованные асбестом.

Зональное строение залежей нарушается большим числом плоскостей скольжения и трещин, служащих проводниками метаморфизующих растворов. Отдельные зоны могут выпадать из разреза линз и линза может слагаться только антигоритовыми змеевиками, что чаще всего наблюдается в местах их выклинивания.

На некоторых месторождениях в строении тальково-карбонатных асбестоносных линз участвуют тальково-карбонатно-щелочноамфиболовые и кварцево-карбонатные породы, выклинивающиеся на глубине. Появление в разрезе месторождений тальково-карбонатно-щелочноамфиболовых и кварцево-карбонатных горных пород связано, по нашему мнению, с явлениями вертикальной зональности.

Асбестовое оруденение и минералогия асбеста

Характер асбестового оруденения определяется различной формой выделения асбеста с неодинаковыми физическими свойствами и зависимостью свойств асбестового волокна от петрографического типа вмещающих горных пород.

Магнезиоарфведсонит-асбест образует жильные выполнения, а также встречается в форме рассеянной минерализации. Жильные выполнения в зависимости от характера расположения волокон асбеста подразделяются на продольноволокнистые, косоволокнистые, поперечноволокнистые и спутанноволокнистые.

Рассеянная форма минерализации представлена микроскопическими прожилками и отдельными пучками волокон среди тальково-карбонатных пород.

По физическим свойствам магнезиоарфведсонит-асбест подразделяется на асбест нормальной прочности (344 *кг/мм*^{2}), ломкий и листоватый (землистый). Кроме того, магнезиоарфведсонит образует иногда разности, напоминающие серпофит (каменный асбест) с шестоватой и микроволокнистой текстурой.

Продольноволокнистые жилы асбеста приурочены к плоскостям скольжения в линзовидных останцах антигоритовых и хризотилово-антигоритовых змеевиков или в змеевиках краевых частей тальково-карбонатных линз. Длина волокон асбеста в продольноволокнистых жилах достигает в отдельных случаях 30 *см*. Жилы косоволокнистого и поперечноволокнистого строения, как правило, сопрягаются с продольноволокнистыми жилами и выполняют трещины разрыва, оперяющие плоскости скольжения. Длина волокна в таких жилах колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 *см*. Асбест в этих жилах часто находится в тесном срастании с паранкеритом столбчатого строения, который в местах выклинивания жил часто выполняет трещину целиком. В жилах, целиком сложенных кристаллами паранекерита, волокна асбеста располагаются вдоль трещин спайности карбоната. Поперечно- и косоволокнистые жилы встречаются также на

контактах змеевиков и тальково-карбонатных пород. Жилы поперечно- и косоволокнистого строения содержат просечки, выполненные карбонатом и магнетитом. Волокна в них, так же как и в продольноволокнистых жилах, часто гофрированы и смяты.

Жилы спутанноволокнистого строения залегают в комплексе тальково-хлоритово-карбонатных пород и располагаются вдоль направлений сланцеватости в них или секут сланцеватость, пересекая также контакты между различными петрографическими разностями горных пород. Волокно в таких жилах часто имеет пониженную прочность и длина его невелика (до нескольких миллиметров, реже 1—2 *см*).

Жилы асбеста залегают в метасоматических породах, образовавшихся за счет изменения змеевиков. Исключение представляют кварцево-карбонатные породы. Асбестовая минерализация никогда не наблюдается в метасоматических породах, образовавшихся при гидротермальном изменении лампрофиров, за исключением тех случаев, когда в них содержатся измененные ксенолиты змеевиков, минерализованные магнезиоарфведсонит-асбестом.

Часто наблюдаются случаи пересечения жилами асбеста контактов змеевиков и тальково-карбонатных пород, а также проникновение асбестовых жил на несколько метров за пределы тальково-карбонатных линз. При переходе асбестовых жил из змеевиков в тальково-карбонатные породы меняются их текстурные особенности (жилы преобретают спутанно-волокнистый характер) и увеличивается содержание ломких и листоватых разностей.

Таблица 5

Химический состав разновидностей магнезиоарфведсонит-асбеста (в вес. %)

Компонент	Асбест нормальной прочности	Асбест ломкий	Асбест каменистый	Призматически-зернистый магнезиоарфведсонит из тальково-карбонатных пород (по М. В. и Н. Д. Соболевым)
SiO_2	55,36	54,13	53,88	55,76
TiO_2	0,02	0,12	0,02	0,10
Al_2O_3	0,42	0,21	0,38	1,55
Fe_2O_3	10,28	9,69	9,18	8,19
FeO	2,28	2,35	3,41	1,44
MnO	Следы	0,02	Следы	Нет
MgO	17,58	19,62	17,65	18,92
CaO	1,28	0,76	1,68	Не обн.
Na_2O	7,80	7,56	9,02	9,29
K_2O	1,78	0,15	0,88	0,73
H_2O^-	0,72	1,09	0,56	1,60
H_2O^+	3,16	3,31	3,80	2,40
CO_2	Нет	0,41	Нет	Не опр.
Cr_2O_3	0,23	Следы	0,07	0,005
NiO	0,15	»	0,13	Не опр.
S	Следы	0,04	Следы	»
V_2O_5	0,04	Не опр.	0,04	»
Потери при прокаливании	Не опр.	0,35	Не обн.	»
Сумма	101,10	99,81	100,70	99,985

Аналитики М. Н. Вепринцева и М. Г. Замуруева.

Рассеянный асбест встречается в комплексе тальково-хлоритовых карбонатных горных пород в виде микроскопических выклинивающихся прожилков и отдельных пучков волоконец. Асбест в такой форме промышленностью не извлекается и в настоящее время практического значения не имеет. Химический состав различных разновидностей магнезиоарфведсонит-асбеста приведен в табл. 5.

Состав асбестов укладывается в кристаллохимичесую формулу типа $Na_3Mg_4Fe^{\cdot\cdot\cdot} Si_8O_{22}(OH)_2$ и для такого минерала нами было предложено название магнезиоарфведсонит (Андреев, 1957). Магнезиоарфведсонит-асбест нормальной прочности характеризуется следующими свойствами: удельный вес — 3,045, температура плавления 1100°, прочность на разрыв недеформированного волокна 344 *кг/мм*^{2}; Ng = 1,642 ± 0,002; Nm = 1,640; Np = 1,633; cNm = 6° (λ = 589,3), видимая под электродным микроскопом толщина волокон — 0,00005 *мм*.

О генезисе месторождений

Месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста представляют собой новый генетический тип месторождений голубого асбеста по условиям геологической обстановки и по минералогическому составу самого асбеста. За рубежом до последнего времени месторождний подобного типа нет. При решении вопроса о генезисе месторождений магнезиоарфведсонит-асбеста в змеевиковых массивах наиболее важным и определяющим является вопрос об источнике щелочей в рудоотлагающих растворах. Граниты, с гидротермальными дериватами которых связано возникновение комплекса тальково-хлоритово-карбонатных горных пород на месторождениях, не могут рассматриваться в качестве основного источника щелочей, так как многочисленные месторождения тальково-карбонатных и тальковых пород в змеевиках, залегающие в сходной геологической обстановке, не содержат щелочноамфиболовой минерализации. Появление щелочей в растворах не может быть объяснено и теорией полярности В. Н. Лодочникова (1936$_2$), согласно которой они должны быть связаны с самой ультраосновной магмой, так как асбестоносные тальково-хлоритовые-карбонатные линзы образовались уже за счет змеевиков, т. е. после того, как процессы формирования и даже автометаморфизма массивов закончились.

Вопросом генезиса месторождений магнезиоарфведсонит-асбеста занимался ряд исследователей. Б. Я. Меренков рассматривал альбитово-биотитовые (гидробиотитовые) зоны, залегающие в тальково-карбонатных породах, в качестве образований, фиксирующих каналы проникновения щелочных рудоотлагающих растворов. Эти растворы связывались им с глубоко залегающей и не вскрытой эрозией кислой интрузией. А. Л. Ползиков, С. А. Хорлов, Ю. С. Соловьев, Т. А. Марков и В. А. Корнилов связывали генезис месторождений асбеста с гидротермальной деятельностью микродиоритовых жил. Н. Д. Соболев (1959$_2$) считал, что образование месторождений связано с внедрением жил «нейвитов», подразумевая под этим термином альбитово-роговообманковые жилы, которые он рассматривал как противоположный горнблендитам крайний член дифференциации габброидной магмы.

Случай внедрения «нейвитов» в зону раздробленных серпентинитов Н. Д. Соболев рассматривает как «открытую систему», где при реакции «нейвит» — змеевик возникают реакционные каймы биотита и хлорита, а растворы, сопровождающие это внедрение, обусловливают асбестовое оруденение. Случай внедрения «нейвитов» в ненарушенные змеевики им рассматривается как «закрытая система», в условиях которой в апикальных частях «нейвитов» возникают хлоритово-гранитово-везувиановые породы.

Генетическая концепция Н. Д. Соболева кажется нам сомнительной потому, что выделение «нейвитов» — альбитово-роговообманковых пород как самостоятельных магматических образований не обосновано.

В случае залегания «нейвитов» внутри тальково-хлоритово-карбонатных линз они участвуют в зональности горных пород, метасоматически замещающих жильные тела спессартитов. В случае залегания диоритовых жил в ненарушенных змеевиках А. А. Спасский и другие геологи, изучавшие подобные жильные породы, на основании анализа большого петрографического материала пришли к заключению о метасоматическом образовании альбита в них за счет основного плагиоклаза одновременно с уралитизацией пироксена и роговой обманки.

А. А. Спасский, также изучавший генезис месторождений магнезиоарфведсонит-асбеста, не касается источника щелочных растворов, а принимает по этому вопросу и концепцию Н. Д. Соболева и наши представления, которые будут изложены ниже. А. А. Спасский выделяет три фазы асбестообразования; первую высокотемпературную фазу гидротермального метаморфизма, с которым связывается образование кристаллической щелочной роговой обманки; вторую, характеризующуюся давлением и подвижками, при которых кристаллическая роговая обманка, по его мнению, переходит в коллоидное состояние и проникает во все открытые зоны околорудного метаморфизма, и, наконец, третью, заключительную фазу, когда происходит кристаллизация асбеста. Образование ломкого асбеста А. А. Спасский связывает с его карбонатизацией.

Представления автора о генезисе месторождений магнезиоарфведсонит-асбеста резко различаются от взглядов Б. Я. Меренкова, Н. Д. Соболева, Ю. С. Соловьева, С. А. Хорлова и других при объяснении источника щелочей в рудообразующих растворах. По мнению автора, щелочи поступали в растворы на месте асбестообразования при биметасоматических реакциях между змеевиками и диоритовыми жилами, во время поступления в зону контакта более поздних углекислых растворов, не связанных непосредственно с внедрением жил диоритов.

Большинство исследователей в качестве одного из важнейших поисковых признаков на магнезиоарфведсонит-асбест считает наличие в асбестоносных тальково-карбонатных линзах гидробиотитовых и хлоритовых пород, с которыми пространственно связана наиболее интенсивная асбестовая минерализация. Положение этих горных пород в геологическом разрезе месторождений свидетельствует об их одновременном образовании с комплексом тальково-хлоритово-карбонатных апозмеевиковых пород. Однако эти породы возникли за счет изменения диоритовых жил типа спессартитов, оказавшихся в пределах зоны разлома в змеевиках, а не за счет самих змеевиков.

Минералогический состав зон свидетельствует о биметасоматическом характере процесса, так как в апозмеевиковых метасоматических породах, непосредственно примыкающих к жилам диоритов, происходит резкое обогащение кальцием, который связан в актинолите, слагающим мономинеральную породу, либо развивающимся на месте змеевика совместно с тальком. Изменение самих диоритовых жил, выражающееся в конечном итоге в замещении их биотитом, а затем хлоритом, связано с резким увеличением содержания магния и железа в этих новообразованных метасоматических породах.

В ходе биметасоматического процесса в тальково-актинолитовую зону приносится из диоритовых жил до 200 *кг/м³* окиси кальция, высвобождающейся при их биотитизации, а в гидробиотитовую и хлоритовую зоны из змеевиков привносится около 600 *кг/м³* окиси магния, около 400 *кг/м³*

окисного и около 200 *кг/м*³ закисного железа. Реликтовые структуры и минералы с неопровержимостью доказывают образование гидробиотитовых и хлоритовых пород на месте лампрофировых жил, а актинолитовых пород — на месте змеевиков.

В начальной стадии замещения лампрофиров альбитом в гидробиотитовых центральных зонах в два раза увеличивается содержание окиси натрия, что связано, по нашему мнению, с частичной биотитизацией основного плагиоклаза жильных тел. Местное обогащение растворов натрием так велико, что наряду с замещением андезина альбитом возникают даже самостоятельные его прожилки, выполняющие трещины отдельности жильного тела. В дальнейшем и альбит замещается гидробиотитом, а высвобождающиеся при этом щелочи (100 *кг* на 1 *м*³ замещенной жильной породы) частично фиксируются в магнезиоарфведсоните и магнезиоарфведсонит-асбесте тальково-карбонатных линз. Связь щелочноамфиболовой минерализации с процессами метасоматического замещения лампрофиров подтверждается ее пространственным положением по отношению к ним. Зоны тальково-карбонатных и змеевиковых пород, обогащенные прожилками щелочного амфибола, часто закономерно окаймляют измененные жильные тела, а в местах их выклинивания как бы продолжают жильное тело по простиранию.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОЛУБОГО АСБЕСТА

Месторождения голубого абеста этого типа немногочисленны, а известные проявления не имеют практического значения отчасти из-за малых размеров, отчасти из-за недостаточной изученности. Месторождения подобного рода представляют большой интерес, так как они являются типичными гидротермальными образованиями и на их примере можно подойти к выяснению условий образования щелочноамфиболовых асбестов в зонах влияния гранитоидных интрузий щелочного характера (щелочные граниты, граносиениты). Сейчас известны инфильтрационные месторождения крокидолита в железистых кварцитах и магнезиоарфведсонит-асбеста в магнетитовых скарнах в доломитах. На примере этих месторождений может быть показана зависимость минералогического состава асбестов от характера вмещающих пород (крокидолит — в железистых кварцитах, магнезиоарфведсонит — в магнезиальных скарновых зонах).

Инфильтрационные месторождения крокидолита в железистых кварцитах

Месторождения крокидолита инфильтрационного характера не известны за рубежом; в Советском Союзе обнаружены пока только в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии и Криворожского железорудного бассейна, где они изучены более детально.

Строение месторождений крокидолита инфильтрационного типа может быть показано на примере более детально изученного района, расположенного в пределах Тарапако-Лихмановской антиклинали. Тарапако-Лихмановская антиклиналь входит в состав западного крыла Криворожского синклинория. Она прослеживается от балки Тимашева на юге до широты рудника им. Кирова на севере и имеет протяженность 15 *км* при ширине от нескольких сотен метров на севере до 2,5 *км* на юге. Тарапако-Лихмановская антиклиналь относится к типу открытых складок с пологой замочной частью и довольно крутопадающими крыльями. В отличие от всех складок, развитых в Криворожском бассейне, она

является прямой, характеризуется расходящимися на запад и восток крыльями и имеет вертикальную осевую плоскость. Углы падения крыльев антиклинали меняются от 45 до 70°, иногда приближаются к вертикальным. Простирание шарнира складки север-северо-восток 20—30°, угол погружения 10—15° на север. В пределах Тарапако-Лихмановской антиклинали широко развита складчатость высших порядков.

Среди мелких складок выделяются изоклинальные, открытые, килевидные, сундучные, фестончатые и дисгармоничные. Размеры их различны, от нескольких десятков метров до нескольких миллиметров. Падение осевых поверхностей и погружение шарниров мелких складок согласуется с таковыми более крупных складок. Кроме продольных складок, в районе Тарапако-Лихмановской антиклинали развиты широтные складки различных размеров.

Интенсивным развитием в районе пользуются также разрывные тектонические смещения типа продольных надвигов и поперечных сбросо-сдвигов. Поперечные нарушения с амплитудой перемещения в несколько десятков метров, реже 100—150 *м* создают своеобразную блоковую структуру антиклинали.

Поперечные нарушения в районе Тарапако-Лихмановской антиклинали имеют особенно широкое развитие в ее северных и южных частях. Часть их прослеживается через всю антиклиналь, разбивая ее на отдельные блоки. Поперечные нарушения распространены главным образом в восточном крыле антиклинали. Среди этих нарушений — сдвигов, по М. И. Черновскому, выделяются две системы нарушений — северо-восточного и северо-западного простирания.

В криворожском железорудном бассейне весь метаморфический комплекс пород объединяется термином серия, которая делится на три отдельные свиты, нижнюю — аркозово-филлитовую (K_1), среднюю — железорудную (K_2) и верхнюю — сланцевую (K_3). В геологическом строении Тарапако-Лихмановской антиклинали принимают участие породы всех трех свит. Породы нижней свиты имеют здесь незначительное распространение и представлены аркозовыми песчаниками и филлитами. Породы средней свиты состоят из пяти железистых и пяти сланцевых горизонтов, чередующихся между собой. Все сланцевые горизонты близки по минеральному составу и представлены кварцево-амфиболовыми сланцами, местами хлоритизированными и содержащими прослои амфиболово-магнетитовых роговиков. Породы I, II и IV железистых горизонтов также близки по составу (амфиболово-магнетитовые роговики). Пятый железистый горизонт резко отличается от других и представлен синими полосчатыми гематитово-мартитовыми джеспилитами и мартитовыми роговиками. Третий железистый горизонт в пределах Тарапако-Лихмановской антиклинали не выделяется. Мощность пород средней свиты здесь достигает 250 *м*. В строении средней свиты принимают участие два горизонта тальковых сланцев, образовавшихся за счет метасоматического замещения тальком железисто-магнезиальных амфиболов сланцевых горизонтов.

Верхняя свита представлена в основном породами сланцевой подсвиты, а именно: охристыми, серицитово-углистыми и кварцево-биотитовыми сланцами, а также карбонатно-кварцевыми и карбонатными (доломиты) породами. Мощность этой подсвиты здесь достигает 100 *м* и более. Породы кварцево-песчаниковой подсвиты верхней свиты имеют небольшое распространение и представлены кварцитами и песчаниками мощностью 25—30 *м*.

По данным В. Е. Кумана, в железистых кварцитах Тарапако-Лихмановской антиклинали в центральной части ее восточного крыла отмечается 12 рибекитовых жил, приуроченных к линиям тектонических смещений

субширотного простирания и имеющих крутое падение к юго-юго-востоку. Мощность этих жил от 1 *м* до 2—3 *см*. По простиранию в пределах пятого железистого горизонта жилы прослежены на расстоянии до 50 *м*, а в одном случае жила рибекита подсечена скважиной в пределах четвертого железистого горизонта на расстоянии 200 *м* от ее выхода в горной выработке. По падению рибекитовые жилы прослеживаются на расстоянии более 60 *м*.

Минерализованные рибекитом тектонические трещины представляют собой плоскости сдвигов, затухающих по направлению к оси антиклинали.

Вдоль трещин сдвигов в процессе их формирования возникали участки, где породы плотно притерты друг к другу, местами же вдоль тектонической зоны образовывались полости приоткрывания мощностью до 10—12 *см* и брекчии трения мощностью до 50 *см*. В связи с этим при минерализации трещин образовались рибекитовые жилы с выклиниваниями и раздувами. В случае выклинивания трещины по зеркалу скольжения обычно наблюдаются примазки рибекита, в случае образования брекчии рибекит присутствует в качестве цемента. Иногда для жил рибекита отмечается выдержанная мощность (1—3 *см*) на протяжении нескольких десятков метров.

Трещины оперения встречаются редко. В наиболее мощных жилах, в раздувах и брекчиях наряду с тонкозернистым рибекитом присутствует косо- и продольноволокнистый крокидолит. Такое строение волокнистых разностей рибекита определяется формированием его в условиях тектонических подвижек и приуроченностью к плоскостям сдвигов.

Около минерализованных рибекитом тектонических трещин наблюдается рибекитизация, развивающаяся вдоль трещин оперения, кливажа и отдельности. Если породы, пересекаемые жилами рибекита, содержат прослойки куминтгонита, происходит метасоматическая рибекитизация последнего на расстояние 0,5—3 *м*. В доломитизированных кристаллических известняках верхней свиты вблизи жил рибекита иногда встречаются прослойки мелких кристалликов щелочного амфибола.

Большая часть жил щелочного амфибола выполнена тонкозернистыми разностями этого минерала, которые при большом увеличении обнаруживают тонкоигольчатое и волокнистое строение (с длиной игл 0,01 *мм*). Мощность жил тонкозернистого щелочного амфибола составляет обычно 2—6 *см*. Строение таких жил осложняется вторичными трещинами шириной 3—6 *мм*, выполненными продольно- и косоволокнистым щелочным амфиболом. Длина волокна достигает 2—4 *см* (иногда 8 *см*). Часто наблюдается еще более поздняя третья генерация жильного щелочного амфибола, представленная продольно ориентированными волокнами, пересекающими прожилки амфибола второй генерации. Встречаются жилы, обычно небольшой мощности (1—2 *см*), выполненные целиком поперечно- или чаще продольноволокнистым щелочноамфиболовым асбестом.

По оптическим свойствам и химическому составу среди щелочных амфиболов может быть выделено несколько минералогических разновидностей, принадлежащих к изоморфному ряду рибекита (табл. 6).

Щелочной амфибол, выполняющий жилы, характеризуется отрицательным удлинением, углом угасания $cNp = 3-5°$, $Ng = 1{,}694 \pm 0{,}002$; $Np = 1{,}690 \pm 0{,}002$; $(-)2V = 80°$. Химический состав тонкозернистого и волокнистого амфибола аналогичен и в пределах одной жилы при пересечении жилой различных горных пород (сланцевые и железистые горизонты) остается неизменным (табл. 6, I). По минералогическому составу он представляет собой рибекит с несколько повышенным содержанием магния и для него Е. А. Куманом предложено название магний-рибекит,

а для волокнистых его разностей магний-крокидолит. Его кристаллохимическая формула имеет следующий вид: $(Na_{1,78}Ca_{0,20})_{1,99}$ $(Mg_{1,17}\dddot{Fe}_{1,77}\dddot{Fe}_{1,96})_{4,90}\times(Si_{7,79}Al_{0,12})_{7,91}O_{22}(OH)_{2,50}$.

Щелочный амфибол, метасоматически развивающийся по куммингтониту, представлен более магнезиальной разностью и был определен Ю. И. Половинкиной (1953) как родусит (табл. 6, II), который также иногда образует волокнистые агрегаты (табл. 6,III). Оптические свойства родусита следующие (обр. II): Ng = 1,680; Nm = 1,676; Np = 1,668; NP : [001] = 5°. Кристаллохимическая формула минерала имеет вид: $(Na_{1,64}K_{0,08}Ca_{0,04})_{1,76}$ $(Mg_{2,66}\dddot{Fe}_{0,48}\dddot{Fe}_{2,16})_{5,30}$ $[(Si_{7,66}Al_{0,09})_{7,75}O_{21,46}(OH)_{0,14}]\times$ $\times(OH)_2$.

Таблица 6

Результаты химических анализов щелочных амфиболов и амфибол-асбеста из железистых кварцитов (в %)

Компонент	I	II	III	IV
SiO_2	52,32	53,54	53,66	50,24
TiO_2	} 0,74	Нет	0,09	} 0,35
Al_2O_3		0,46	0,47	
Fe_2O_3	16,66	20,06	16,66	18,05
FeO	14,37	4,05	7,72	17,12
MnO	Не опр.	0,05	0,23	Не опр.
MgO	5,24	12,47	11,61	1,38
CaO	1,35	0,27	1,67	1,28
Na_2O	6,22	5,95	4,42	6,91
K_2O	0,04	0,46	0,20	0,52
H_2O^-	0,23	0,19	0,24	0,53
H_2O^+	2,62	Не опр.	Не опр.	2,89
Потери при прокаливании	Не опр.	2,65	3,30	Не опр.
Сумма	99,79	100,15	100,27	99,27

I — магний-крокидолит, валовая проба, по В. Е. Куману (1961); II — родусит, образовавшийся метасоматически по куммингтониту; III — родусит-асбест метасоматический, по Ю. И. Половинкиной (1953); IV — крокидолит из кварцевой жилы, по В. Е. Куману (1961).

Между жилами магний-рибекита и метасоматическим родуситом, замещающим куммингтонит, отмечается пространственная и генетическая связь и происхождение обеих этих минералов объясняется деятельностью гидротермальных растворов, вызвавших щелочной метасоматоз. Среди щелочных амфиболов отмечается также и железистая разновидность — крокидолит, встреченный в пустотах кварцевой жилы, который рассматривается Е. В. Куманом в качестве переотложенного (табл. 6, IV). Его оптические свойства следующие: Ng = 1,698; Np = 1,694; оптически отрицательный, удлинение отрицательное; кристаллохимическая формула этого минерала имеет вид: $(Na_{2,08}K_{0,09}Ca_{0,20})$ $(Mg_{0,32}Fe_{2,22}\dddot{Fe}_{2,11})_{4,65}\times$ $\times(Si_{7,71}Al_{0,50})_{7,76}O_{22}(OH)_{2,98}$.

Железорудная метаморфическая толща Кривого Рога, как отмечает ряд исследователей, характеризуется весьма неравномерным и неоднородным метаморфизмом. На общий, обычно слабый, региональный метаморфизм здесь местами накладывается более интенсивный метаморфизм,

связанный с циркуляцией гидротермальных растворов и протекающий в ряд этапов. В качестве одного из этапов выделяется этап щелочного метасоматоза, с которым и связано образование жильных выполнений магний-крокидолита, крокидолита и метасоматическое образование родусита. При образовании гаммы щелочных амфиболов, связанных с этапом щелочного метасоматоза, наблюдается интересная закономерность, заключающаяся в том, что на ранних его этапах в процессе метасоматического замещения куммингтонита на состав щелочного амфибола влияет магнезиальность вмещающей породы и замещающегося минерала, в результате чего образуется родусит. В ходе процесса, на более поздних его этапах, щелочной амфибол возникает из растворов, выполняя тектонические трещины и полости, приобретая более железистый характер (магний-рибекит, магний-крокидолит), и на его состав уже не влияет состав отдельных вмещающих горных пород комплекса, а сказывается лишь влияние железистости всей толщи. На более поздних стадиях амфибол приобретает состав крокидолита (рибекита), образование которого Е. В. Куман ($1960_{1,2}$, 1961) связывает с явлениями переотложения. Сказанное позволяет сделать вывод о том, что в длительном ходе гидротермального процесса, с которым связан щелочной метасоматоз, на составе метаморфизующих растворов постепенно сказывалась общая железистость вмещающей толщи пород, что в свою очередь отражается на химическом составе образующихся при этом щелочных амфиболов, меняющих свой состав от родусита до рибекита. Зоны щелочного метасоматоза контролируются тектоническими зонами с повышенной нарушенностью, трещиноватостью и мелкой складчатостью, что облегчает проникновение метаморфизующих и асбестообразующих щелочных растворов. Если связь щелочного метасоматоза и асбестообразования с гидротермальными щелочными растворами не вызывает у исследователей сомнения, то источник этих растворов спорный.

Так, В. И. Лучицкий (1948), а вслед за ним И. С. Усенко (1948) и А. Н. Чураков (1948) связывали щелочной метасоматоз с невскрытыми палеозойскими интрузиями мариупольского комплекса. Ю. И. Половинкина (1949) пришла к выводу о связи щелочного метасоматоза Кривого Рога с основной магмой.

В. С. Домарев (1955) считает щелочной метасоматоз Криворожья частью общего процесса регионального метаморфизма криворожской серии. А. П. Никольский (1956) связывает щелочной метасоматоз с верхнеархейскими днепровскими щелочными гранитами на основании совпадения определений их абсолютного возраста с абсолютным возрастом метасоматической железистой магнезиальной слюды. Последнее предположение нам кажется наиболее реальным, так как оно основано на сопоставлении аналитических данных и общегеологических фактов, заключающихся в резком увеличении явлений рибекитизации на севере с приближением к днепровским щелочным гранитам. Автор также пришел к аналогичным выводам.

Наиболее важным моментом в вопросе генезиса месторождений асбеста данного типа является доказательство связи асбестообразующих щелочных растворов с каким-либо интрузивным комплексом, внедрение которого в область развития железистых кварцитов неизбежно должно приводить к образованию месторождений, подобных описанному.

Инфильтрационные месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста в магнезиальных скарнах

Инфильтрационные месторождения и минералопроявления магнезиоарфведсонит-асбеста в магнезиальных магнетитовых скарнах еще более редки, чем охарактеризованный выше тип. Нам известен пока только

один случай, описанный Д. А. Онтоевым, изучившим совместно с Г. А. Соколовым и другими геологами одно из магнетитовых скарновых месторождений. По данным этих исследователей, геологическая обстановка, в которой была встречена минерализация магнезиоарфведсонит-асбеста, представляется следующей.

Осадочная толща протерозойского возраста, сложенная доломитами с подчиненными прослоями кварцитов, слюдяных, полевошпатово-слюдяных и кварцево-слюдяных сланцев и известняков, была прорвана крупной интрузией гранитоидов герцинского возраста, вызвавшей метаморфизм контактирующих с ней пород, а также целый ряд гидротермально-метасоматических образований. Интрузия сложена в значительной части нормальными биотитовыми гранитами. Однако в ряде участков ее краевых частей развиты гранитоиды повышенной щелочности, представленные граносиенитами, а местами сиенитами и щелочными гранитами. Несмотря на то что в некоторых пограничных участках наблюдаются разновидности гранитоидов, представляющие собой переходные разности между обоими типами пород, все же взаимоотношения биотитовых гранитов и граносиенитов остаются недостаточно ясными. На основании петрохимических особенностей граносиениты и сиениты повышенной щелочности и биотитовые граниты рассматриваются как самостоятельные интрузивные типы, хотя возрастные соотношения между ними остаются еще неясными. Предполагается, что либо граносиениты являются более поздними, чем граниты, либо представляют собой их краевую фацию, образовавшуюся в области активного контакта с карбонатными породами. Явления контактного метаморфизма вокруг различных интрузивных пород проявлены по-разному и имеют различную интенсивность. Наиболее значителен метаморфизм в контактах с щелочными разностями интрузивных пород.

Контактовые изменения под воздействием интрузий биотитовых гранитов выражаются в следующем: А. В мигматизации сланцев с образованием грубополосчатых гнейсовидных горных пород. Параллельно с мигматизацией в кварцитах отмечается интенсивная микроклинизация с образованием местами довольно мощных зон (до 50 —100 *м*) сильно гранитизированных горных пород. Б. Доломиты и известняки подвергаются интенсивной тремолитизации, не сопровождающейся магнетитовым оруденением.

В кварцитах довольно часто наблюдаются маломощные зоны, прожилки, линзы и просечки щелочного амфибола (магнезиоарфведсонита) и реже эгирина. Зона щелочной амфиболизации в кварцитах прослеживается иногда на значительное расстояние вдоль контакта с биотитовыми гранитами. Предполагают, что натровый метасоматоз является более поздним, наложенным на контактную зону. Отмечаются случаи пересечения зоны амфиболизации жилами и дайками среднезернистого граносиенита. На этом основании считают, что граносиениты моложе биотитовых гранитов.

По минеральным парагенетическим ассоциациям постмагматические явления в контактных зонах граносиенитов подразделяются на две основные группы.

1. Скарнообразованные и другие метасоматические явления в экзо- и эндоконтактовых зонах.

2. Фторо-железо-редкометальный и сопровождающий его щелочной метасоматоз.

На контакте с доломитами возникают доломитово-магнетитово-клиногумитовая и доломитово-гумитовая горные породы. Если доломиты содержат прослои глинистых и слюдистых сланцев, то образуется доломитово-тремолитово-флогопитовая ассоциация.

В доломитах вблизи контактов с граносиенитами или на контакте доломитов и кварцитов возникают тремолитовые скарны, являющиеся

наиболее распространенными. В местах чередования доломита и кварцита развивается диопсидово-гранатовый, а иногда ферроактинолитовый скарны. Тремолит этих зон часто содержит щелочи и представлен натриевым тремолитом. В контакте с кварцитами образуются диопсидовые скарны, а в экзоконтактовой зоне амфиболитизированных порфиритов возникают пироксеново-скаполитовые и скаполитовые метасоматиты.

В метасоматических образованиях, связанных с деятельностью гидротермальных растворов граносиенитов, наблюдаются минеральные ассоциации, содержащие редкие земли, фтор, железо, щелочи. Среди них выделяются две группы минеральных ассоциаций: 1) флюоритово-апатитово-флогопитово-магнетитовая и 2) эккерманитовая.

Первая ассоциация развивается в доломитах, а в ряде случаев в самих граносиенитах в виде жил и прожилков; вторая ассоциация также встречается в доломитах. Эккерманитовая порода, состоящая из радиально-лучистых агрегатов щелочного амфибола, часто содержит монацит и ее происхождение связывают с поздним щелочным метасоматозом.

Основными рудами месторождения являются руды железа, представленные магнетитом и гематитом; в структурном отношении они приурочены к антиклинальным складкам, локализуясь в доломитах вблизи контакта с кремнистыми и биотитовыми сланцами. Кроме железных руд, здесь широко проявлено редкометальное оруденение и сопровождающий его натровый метасоматоз, с которым связано образование магнезиоарфведсонит-асбеста. Щелочные амфиболы в пределах метасоматических зон характеризуются колебаниями оптических свойств и химического состава и являются, кроме того, фтор-амфиболами (табл. 7).

Таблица 7

Результаты химических анализов магнезиоарфведсонита из магнезиальных скарнов

Компонент	Обр. I	Обр. II
SiO_2	54,65	51,56
TiO_2	0,38	0,38
Al_2O_3	2,41	3,62
Fe_2O_3	6,61	7,31
FeO	4,44	7,71
MnO	0,87	4,55
MgO	17,38	10,92
CaO	1,82	1,88
Na_2O	7,50	6,28
K_2O	1,50	1,99
P_2O_5	0,02	0,64
H_2O^+	0,43	0,19
H_2O^-	0,37	0,16
F	2,69	2,08
Итого	101,07	99,27
$+O=F_2$	−1,13	−0,87
Сумма	99,94	98,40

Аналитик В. Д. Сидельникова.

Щелочные амфиболы встречаются в доломитах, доломитово-магнетитовых породах и во всех упомянутых выше метасоматитах контактных зон. Магнезиоарфведсонит-асбест, встреченный в прожилках в магнетитовых рудах, имел показатели преломления: Ng = 1,646; Nm = 1,642; cNp = 7°. Магнезиоарфведсонит из амфиболово-карбонатной породы контакта магнетитового тела (обр. 1) характеризуется следующими оптическими свойствами: ($\lambda = 589\,\mu$) (—) 2V = 34,51°; Ng = 1,632; Np — 1,624, а магнезиоарфведсонит из магнетитово-щелочноамфиболового сланца[1] (обр. II) имеет (—) 2V = 40—46°; Ng = 1,657; Np = 1,649.

Из приведенных выше сведений совершенно четко определяется генетическая позиция магнезиоарфведсонит-асбеста и метасоматических щелочных амфиболов в магнетитово-редкометальных скарново-метасоматических месторождениях.

На магнетитово-гематитовые рудные зоны, образовавшиеся в контакте биотитовых гранитов и граносиенитов (которые рассматриваются и как самостоятельные интрузии и как результат дифференциации одной магмы) с комплексом доломитовых пород, содержащих прослои сланцев и кварцитов, наложилось фтор-редкометальное метасоматическое оруденение, связанное с поздней гидротермальной деятельностью гранитов и граносиенитов. В последней стадии этого процесса интенсивно проявился щелочной метасоматоз, вызвавший образование как метасоматических зон, так и жильных выполнений щелочного амфибола, что свидетельствует об инфильтрационном характере процесса. Магнезиально-железистый характер вмещающих амфиболовую минерализацию горных пород, контролирующий размещение магнетитового оруденения в доломитах, определил в значительной степени магнезиально-железистый состав амфибола.

МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРОКИДОЛИТА В ЯШМОВИДНЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ

Геологическое строение и вмещающие породы

Месторождения этого типа встречаются в Трансваале на протяжении 128-километровой дуги по северо-восточной стороне Бушвельдского комплекса от р. Стильпорт до р. Чуниспорт, и в Капской провинции на протяжении почти 480 *км* к югу от Марокден через Куруман, Гриккватаун до Приска. Асбест приурочен к предположительно докембрийским яшмовым сланцам и полосчатым железнякам трансваальской системы, залегающим на доломитовых свитах и перекрытых осадочными вулканогенными породами. В Капской провинции полезным минералом является крокидолит, в Трансваале, в районе Пендж — амозит, но в других местах встречаются и крокидолит и амозит часто в тесной связи. Изучением генезиса африканских месторождений занимались Холл (Hall, 1930), Вагнер (Wagner, 1916), Пикок (Peacok, 1928), Рейнеке и Мак Клур (Rainecke, McClure, 1934) и Дютуа (Du Toit, 1945). По данным этих авторов, месторождения крокидолита залегают в породах, представленных исключительно тонкозернистыми богатыми железом отложениями. Железо связано большей частью в силикатах и иногда в двойных карбонатах. Существует почти единодушное мнение, что эти осадки представляли собой не терригенные илы, а были в значительной степени химическими и, может

[1] По данным Д. О. Онтоева, ИГЕМ АН СССР (личное сообщение).

быть, отчасти бактериальными осадками, отлагавшимися при особых физико географических условиях — в прибрежной зоне океана, который мог быть холодным, о чем говорят последующие «онгелукские ледниковые отложения». О том, что формирование происходило в бассейнах небольшой глубины, свидетельствуют косая слоистость и волноприбойные знаки, встречаемые в этих отложениях. Для осадков, вмещающих пластовые жилы крокидолита, отмечаются отсутствие обломочных зерен тяжелых минералов и скудость чисто кластических частиц. Для осадков отмечается тонкая, часто ритмичная слоистость, напоминающая «сезонную полосчатость».

Хотя в осадках преобладает кремнистое вещество, но карбонатный материал имеет более широкое распространение, чем это предполагалось раньше (Hall, 1930), на что указывают ромбоэдрические кристаллы или псевдоморфозы по ним, встречающиеся во многих роговиково-кремнистых типах пород, а также доломитовые или сидеритовые пласты, мощностью до нескольких дециметров. Осадки, вмещающие асбестовую минерализацию, представлены следующими разновидностями:

1) светло-зелеными полосчатыми «кварцитами» с магнетитовыми прослоями;

2) кремовыми или розовыми зернистыми до аморфных роговиковыми кремнями, сероватыми полосчатыми роговиками, кремнями с доломитовыми или сидеритовыми прослоями, пятнами или кристаллами и темными роговиковыми сланцами и алевролитами;

3) темно-синими, оливковыми или черными алевролитами и сланцами;

4) графитовыми сланцами;

5) кордиеритово-силлиманитовыми роговиками (Трансвааль);

6) амфиболсодержащими породами, например, темно-синими пучковато-волокнистыми крокидолитовыми или светло-коричневыми куммингтонитовыми сланцами;

7) довольно чистыми доломитовыми или сидеритовыми породами.

Все перечисленные выше типы пород переслаиваются, наблюдаются частое их выклинивание по простиранию и фациальная изменчивость. Мощность отдельных слоев редко превышает 0,3 *м* и колеблется от нескольких сантимеров до тончайших пропластков.

Комплекс полосчатых кварцитов, яшм и сланцев подвергся интенсивной складчатости и для него часто отмечается опрокинутое залегание. Складчатость осадков связывается с движениями земной коры предположительно поствкатербергского (постметсепского) возраста.

Пластовые жилы асбеста, по мнению исследователей (Du Toit, 1945), развились внутри определенных слоев или почти из них *in situ*, очевидно, под влиянием динамометаморфизма.

Пластовые жилы крокидолита обычно образуют серии параллельных жил, протягивающихся в виде полос, в пределах которых отдельные жилы могут выклиниваться. Такие серии жил крокидолита получили название «рифов». Для их обозначения также иногда пользуются терминами «рукавообразная залежь» или «линия». Обычно «риф» имеет мощность от 1 до 4 *м*. «Рифы», не будучи непрерывными, имеют тенденцию залегать вдоль определенного горизонта, хотя на значительных протяжениях волокно или отсутствует или скудное. Мощность отдельных пластовых жил колеблется от тонких пленочек до нескольких сантиметров и редко превышает 10 *см*. Считается экономически выгодным производить добычу, когда в «рифе» содержится 20 прослоек с суммарной мощностью волокна 25 *см* при мощности «рифа» 3,6 *м*. В копях иногда наблюдается очень большое число тонких прослоек крокидолита от 6 *мм* и меньше, настолько скученных, что получается «ленточная порода», обычно не представляющая

практической ценности. «Рифы» крокидолита залегают обычно в 24—36 *м* выше доломита, подстилающего комплекс полосчатых кварцитов, яшм и сланцев. В одном случае в Мансфильде «риф» отстоит от подстилающего его доломита на 90 *м*.

Комплекс полосчатых железистых кварцитов, яшм и сланцев вместе с «рифами» крокидолита подвергается с поверхности до глубины порядка 100 *м* выветриванию. Сверху вниз обычно выделяются три зоны: 3) окремненная, 2) выщелоченная и 1) «свежая». Границы между зонами редко бывают отчетливы; обычно зоны вклиниваются друг в друга в виде языков.

«Свежая зона», по утверждению Дютуа (Du Toit, 1945), почти нигде не была достигнута горными выработками, хотя в пяти рудниках к ней подошли очень близко.

Выщелоченная зона. В пределах этой зоны наблюдаются пятна или пленки лимонита, алевролитовые прослои превращаются в оливковую или коричневую глину, слои которой называют в Южной Африке «боор-каат» или «буровой пласт», так как в них образуется удобная для обработки отдельность. Залегающие в этой зоне пластовые жилы крокидолита делаются более «мягкими», что облегчает их добычу. Пучковато-волокнистый крокидолит в этой зоне приобретает зеленый или желтый цвет. Наблюдаются тонкие пропластки и жилы желтовато-зеленого нонтронита и плотного белого магнезита. Крокидолит в этой зоне обычно остается неизменным, за исключением областей с более высоким количеством выпадающих осадков, где крокидолит приобретает желтый цвет на глубину до 21 *м*, а в исключительных случаях и до 75 *м* ниже поверхности. Выработки в этой зоне поразительно сухи, как отмечает Дютуа. Все самые крупные копи эксплуатируют эту зону.

Окремненная зона. В этой зоне все породы подвергаются интенсивному окремнению. Наименее окремненным обычно является «боор-каат». Степень окремнения увеличивается с приближением к поверхности. Коричневые, красные и черные оттенки в окраске пород в этой зоне становятся более заметными. Дютуа считает, что кварцсодержащие породы в этой зоне были превращены в полосчатые железняки, а все другие породы в полосчатые яшмы. На самой поверхности все породы покрыты твердой полосчатой кремнистой «коркой». Переход зоны (2) к зоне (3) обычно характеризуется чередованием выщелоченных и окремненных прослойков.

Крокидолит является обычно наиболее устойчивым по отношению к процессам окремнения, однако довольно часто наблюдается его превращение в «тигровый глаз», в особенности на площадях с низким количеством осадков.

Формы жилкования и минералогический состав крокидолита

Пластовые жилы сложены в основном поперечно-волокнистым крокидолитом, кроме которого, по данным Дютуа (Du Toit, 1945), встречаются несколько структурных разновидностей щелочного амфибола и натровый пироксен — акмит.

Кроме поперечноволокнистого крокидолита, в пластовых жилах на плоскостях скольжения встречается продольноволокнистый крокидолит с длиной волокна до 300 *мм*, а также «пучковато-волокнистый», «звездчатый» или «потенциальный» крокидолит, называемый также Финьюкеном и Форманом (Finucan, 1939; Forman, 1937) «аморфной рибекитовой породой».

Кроме того, в жилах встречается «игольчатый», или «иглообразный», крокиделит (рибекит), образующий кристаллы до 8 *мм* длиной и толщиной

в булавку. Игольчатые выделения рибекита располагаются в жилах неравномерно в виде скоплений либо совсем не ориентированных, либо грубо ориентированных под некоторым углом к напластованию.

Дютуа отмечает следующую последовательность образования минералов в пластовых жилах: «потенциальный» крокидолит, волокнистый крокидолит, игольчатый крокидолит, акмит.

Химический состав крокидолита приведен в табл. 8. Оптические свойства крокидолита (из месторождения Клифус) (Peacook, 1928) следующие: $Ng = 1{,}706$; $Nm = 1{,}699$; $Np = 1{,}698$; $cNp = 5°$.

Таблица 8

Состав крокидолита (в %) из Южной Африки по данным Пикока (Peacook, 1928)

Компонент	Крокидолит месторождения Клифус, Капская провинция	Крокидолит месторождения Куруман, Капская провинция
SiO_2	51,94	50,50
TiO_2	—	—
Al_2O_3	0,20	—
Fe_2O_3	18,64	20,20
FeO	19,39	15,40
MnO	—	—
MgO	1,67	3,65
CaO	0,19	0,80
Na_2O	6,07	4,40
K_2O	0,04	—
H_2O^+	2,58	4,15
H_2O^-	0,31	1,05
Сумма	100,73	100,15

Выводы о генезисе

Генезис месторождений крокидолита в Капской провинции и Трансваале, по Холлу, Пикоку, Дютуа и другим авторам, представляется следующим.

1. Коренные полосчатые железняки и яшмы Трансваальской системы, относящиеся, по всей вероятности, к докембрию, представляют собой окисленные и окремненные эквиваленты тонкозернистых осадков, обычно богатых железом и иногда углекислым натрием.

2. В более глубоких выработках они представлены окремненными известняками, сидеритовыми сланцами, графитовыми сланцами, алевролитами и другими породами.

3. Породы, вмещающие крокидолитовое оруденение, представляют собой в высокой степени коллоидальные химические осадки, отложившиеся в мелком море: содержащийся в них натрий, полученный из морской соли, мог присутствовать в осадках в форме натриевых глин.

4. Наименее измененные пласты свежей зоны переходят кверху через выщелоченную зону, в кору, образуемую окремненной зоной, причем их взаимоотношения и степень изменения пород зависят от географических и климатических факторов.

5. В результате регионального метаморфизма осадочных пород и превращения *in situ* соответствующих слоев, богатых железом и углекислым натрием, образовались согласные жилы поперечноволокнистого крокидолита. Эти жилы составляют только часть всей мощности подвергшихся амфиболизации пластов.

6. Рост волокна происходил в несколько циклов, развиваясь поперек различных слоев с выделением избытка железа в виде магнетита.

7. Образованию асбеста предшествовало образование неволокнистого амфибола (потенциальный крокидолит), а затем следовал рост призматического амфибола (игольчатый крокидолит) и акмита.

8. Крокидолит образовался в процессе складкообразования, о чем свидетельствует изогнутость волокна. Некоторые авторы (Du Toit, 1945) считают, что крокидолитовый асбест представляет собой минерал, образующийся в условиях стресса.

Месторождения крокидолита хребта Гамерслей в Западной Австралии по своему геологическому строению и генезису аналогичны африканским месторождениям.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ГОЛУБЫХ АСБЕСТОВ

Изложенный фактический материал, а также обзор представлений о генезисе месторождений позволяют выделить среди них, основываясь, во-первых, на источнике основных рудообразующих компонентов, во-вторых, на характере геологических процессов, приведших к рудообразованию, и, наконец, в-третьих, на петрографическом и химическом составе комплексов вмещающих горных пород, — ряд классов.

Касаясь вопроса источника основных рудообразующих компонентов и в первую очередь натрия, мы видим, что он находится либо на месте рудоотложения или вблизи от него, входя в состав породообразующих минералов рудовмещающих комплексов, либо привносится гидротермальными растворами, связанными с интрузиями щелочного характера.

К месторождениям, в которых источник щелочей находился на месте или вблизи отложения асбестовых руд, относятся месторождения родусит-асбеста альпийского типа, метаморфогенные месторождения крокидолита и контактово-реакционные (биметасоматические) месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста.

Для месторождений родусит-асбеста это подтверждается четко выраженной его связью со строго определенными литологическими комплексами горных пород, одним из основных породообразующих минералов которых является монтмориллонит, в обменный ионный комплекс которого входит натрий. Количество его, как показал расчет, более чем достаточно для образования наблюдаемых концентраций родусит-асбеста и родусита. Уменьшение содержания натрия обменного ионного комплекса монтмориллонита в породах, наиболее богатых родуситовой минерализацией, по сравнению с его содержанием в безрудных пачках свидетельствует об образовании родусита за счет щелочи вмещающих пород.

Такая закономерность и позволила автору отнести эти месторождения к альпийскому типу, тем более что и магний и железо в избытке присутствуют в вмещающих породах в легкорастворимой форме и, по-видимому, также заимствовались рудообразующими растворами из них.

Касаясь вопроса источников гидротермальных растворов, образующих месторождения этого типа, следует сказать, что пока нет бесспорных доказательств ни их магматического, ни их метаморфического происхождения, что дает пока возможность допускать тот и другой способы их возникновения.

Присутствие основных рудообразующих компонентов в метаморфогенных месторождениях крокидолита доказывается, по мнению их исследователей, четкой стратифицированностью крокидолитовых жил, а также наличием в них реликтовых структур замещаемых слоев. Кроме того, анализ характера осадконакопления вмещающих крокидолит пород свидетельствует о их образовании в условиях бассейнов типа лагун с повышенной соленостью, т. е. как раз в тех условиях, в которых легко образуются натрийсодержащие осадки.

Третий генетический тип месторождений, для которого нами доказывается обогащение растворов щелочами на месте образования асбестовых руд, это месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста в змеевиках.

Минерализация магнезиоарфведсонит-асбеста и магнезиоарфведсонита пространственно и генетически связана с гидробиотитовыми породами, образовавшимися за счет метасоматического замещения диоритовых жил. Как показывает сопоставление химических анализов неизмененных и биотитизированных диоритов, в ходе этого процесса высвобождается большое количество натрия, который, судя по пространственному размещению щелочноамфиболовой минерализации по отношению к измененным диоритам и характеру взаимоотношения ее с вмещающими породами, фиксируется в жилах и вкрапленности магнезиоарфведсонита и магнезиоарфведсонит-асбеста.

Процесс замещения диоритовых жил, залегающих среди змеевиков, представляет собой типичный контактово-реакционный процесс биметасоматического характера, возникающий под влиянием углекислых минерализованных фтором растворов, связанных с гранитоидными интрузиями.

Именно в ходе этого контактово-реакционного процесса и происходит обогащение гидротермальных растворов щелочами и они приобретают рудообразующие свойства, чему способствует существенно магнезиальный характер (эквивалентный щелочной среде) рудовмещающих комплексов тальково-хлоритово-карбонатных горных пород.

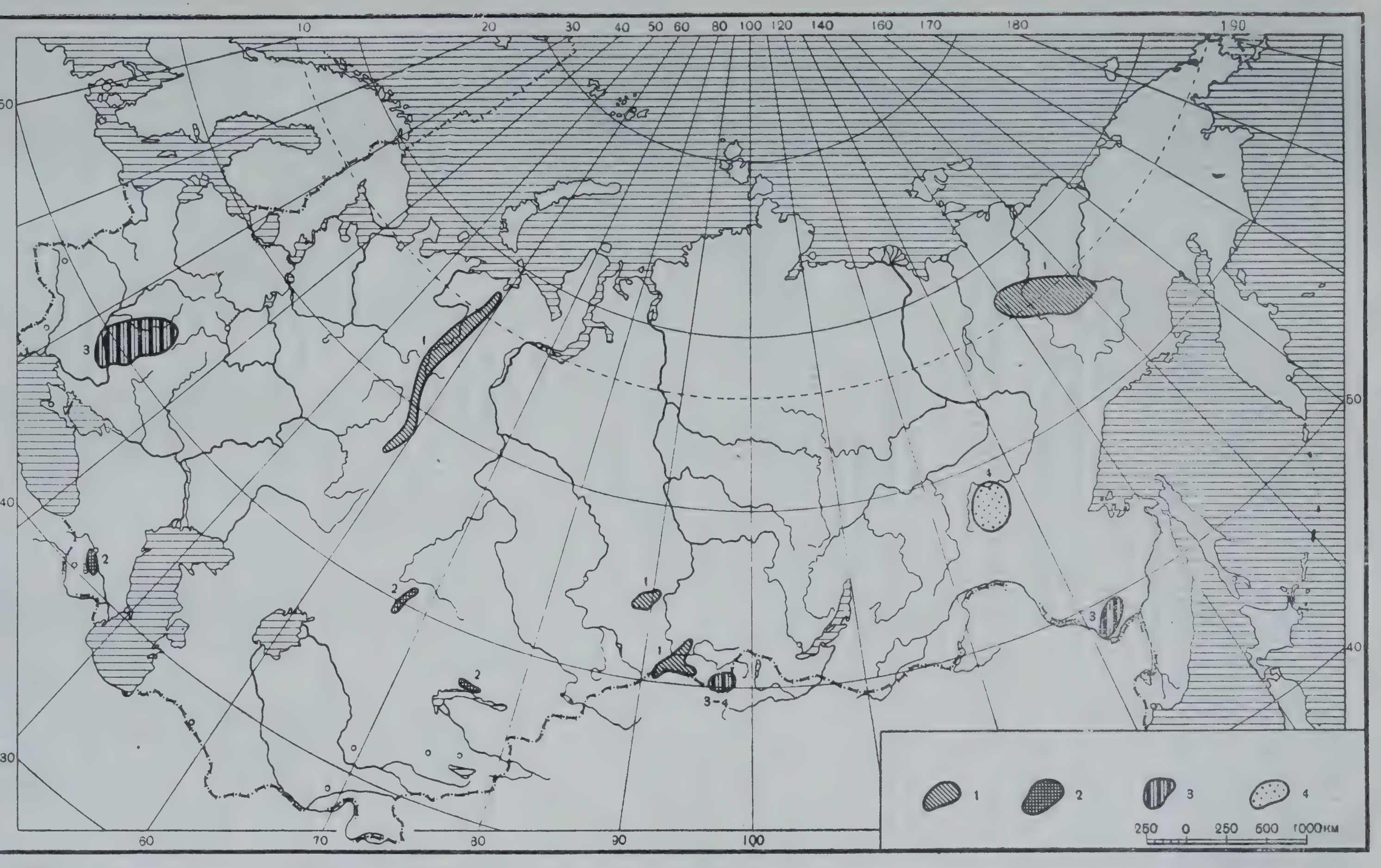
Для месторождений, отнесенных в класс инфильтрационных, совершенно четко устанавливается, как для случая залегания крокидолита в железистых кварцитах, так и для случая залегания магнезиоарфведсонита в доломитах и развитых в них магнетитовых скарнах, связь оруденения со щелочными интрузивными комплексами. Об этой связи свидетельствует увеличение интенсивности оруденения с приближением к контакту с интрузивными горными породами, с одной стороны, и наложение щелочноамфиболовой минерализации на контактово-реакционные метасоматические зоны, связанные с этими интрузиями, — с другой.

Приуроченность наиболее интенсивной минерализации к зонам повышенной трещиноватости вмещающих горных пород, а также жильный характер минерализации и сопровождающая жилы зона метасоматических щелочных амфиболов свидетельствуют об инфильтрационном характере процесса рудообразования щелочного асбеста.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК ОСНОВА ИХ ПОИСКОВ

Выделенные генетические типы месторождений щелочноамфиболовых асбестов позволяют наметить те области и направления, в которых следует проводить геологические исследования по выявлению новых месторождений (фиг. 1).

Данная классификация позволяет учитывать как общегеологические факторы, выявляемые при мелкомасштабных геологических съемках, так



Фиг. 1. Схематическая карта размещения районов, перспективных для поисков месторождений щелочно-амфиболовых асбестов различных генетических типов

1 — месторождения родусит-асбеста; *2* — контактово-реакционные месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста; *3* — инфильтрационные месторождения крокидолита; *4* — инфильтрационные месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста

и факторы, учитывающие локальные особенности строения отдельных месторождений, выявляющиеся при более детальных работах.

В отношении месторождений родусит-асбеста альпийского типа совершенно четко намечается их приуроченность к крупным структурным единицам типа межгорных впадин и краевых прогибов и, в частности, к тем их областям, где намечается резкая смена континентальных условий морскими с образованием промежуточных лагунных фаций, проявляющихся в отложении пестроцветных свит (родуситоносные толщи).

Наличие благоприятных литологических условий в этих районах должно сочетаться с рядом тектонических факторов, выражающихся в пересечении областей развития благоприятных фаций зонами интенсивного смятия и разломов.

Областями, благоприятными по общегеологическим соображениям для проведения поисковых работ, являются Чулымо-Енисейская, Тувинская и Минусинская межгорная впадины в Алтае-Саянской области; предуральский предгорный прогиб, сложенный (с юга на север) Бельским, Уфимско-Соликамским и Северо-Уральским краевыми прогибами, Зырьяновская впадина на Северо-Востоке Союза.

Для месторождений этого генетического типа наиболее важными факторами при определении перспективности района в пределах выделяемых крупных структурных единиц являются петрографический состав, взаимоотношения вмещающих горных пород и формы и масштабы тектонических проявлений, что может быть выявлено только более детальными, специальными проспекторскими работами.

В отношении закономерностей размещения контактово-реакционных (биметасоматических) месторождений магнезиоарфведсонит-асбеста, можно сказать следующее: 1) месторождения располагаются всегда в пределах змеевиковых массивов; 2) положение их в пределах массивов контролируется крупными разломами и зонами разломов, доступными для циркуляции гидротермальных растворов; 3) развитие в непосредственной близости от змеевиковых массивов более молодых гранитоидных интрузий, гидротермальные растворы которых могли достигать змеевиковых массивов, что сказывается в проявлении в пределах последних зон оталькования и хлоритизации; 4) необходимо наличие в пределах тектонических зон алюмосиликатных горных пород, с метасоматическим изменением которых связано обогащение гидротерм щелочами.

Основываясь на высказанных условиях, благоприятных для возникновения месторождений магнезиоарфведсонит-асбеста, для проведения ревизионных работ можно рекомендовать змеевиковые массивы в Улутавском и Экибастусском районах Казахстана. В частности в Улутавском районе в пределах Акжальского змеевикового массива нами наблюдались биметасоматические реакционные зоны на контакте змеевиков и вмещающих полевошпатсодержащих метаморфических сланцев. При гидротермальном изменении сланцев за счет полевого шпата образуется гидробиотит. В Туве благоприятными для поисков являются Южно-Тувинский и Каахемский гипербазитовые пояса.

Для инфильтрационных месторождений крокидолита в железистых кварцитах благоприятными условиями является развитие горных пород типа железистых кварцитов с прослоями доломитов в сочетании с более молодыми щелочными гранитами.

Районом, где вероятнее всего можно встретить именно такие геологические условия, у нас в Союзе является Сангиленский массив в юго-восточной Туве, где протерозойские железистые кварциты прорываются интрузиями щелочных гранитов среднего и нижнего палеозоя. Заслужи-

вают внимания также области развития железистых кварцитов в районе Малого Хингана.

Инфильтрационные месторождения магнезиоарфведсонит-асбеста связаны с зонами контактов граносиенитов и доломитов. В таких условиях на первых, высокотемпературных стадиях контактного процесса образуются зоны магнезиальных скарнов, часто с месторождениями магнетита и редких металлов. Поэтому ревизии следует подвергнуть все известные скарновые магнетитово-редкометальные месторождения. Интерес представляют области развития синийских древних доломитовых толщ в Южной Туве, а также Центрально-Алданский район в пределах развития щелочных послеюрских интрузий, прорывающих древние известково-доломитовые отложения алданского щита.

Предложенными для ревизии районами далеко не исчерпываются все те области и районы Союза, в которых имеются благоприятные условия для образования месторождний щелочно-амфиболовых асбетов различных генетических типов.

Наша задача заключалась, прежде всего, в попытке показать на конкретных примерах возможность применения принципа генетической типизации щелочно-амфиболовых асбестов для целей их прогнозирования и поисков.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

В. Р. Артемов

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР ЛОКАЛИЗАЦИИ РОДУСИТА И РОДУСИТ-АСБЕСТА

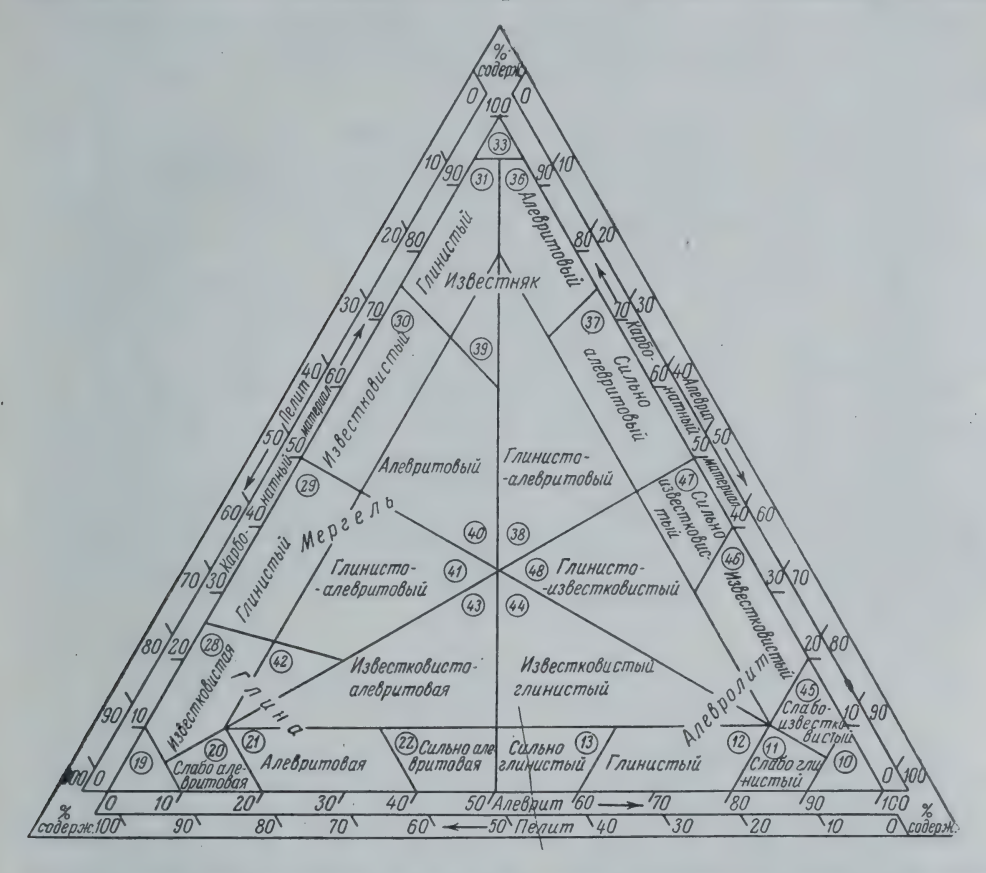
В числе вновь выявленных в СССР минеральных типов асбестов в последние годы внимание исследователей привлекает родусит-асбест — асбестовидная разновидность одноименного щелочного железисто-магнезиального амфибола. Родуситовая и родусит-асбестовая минерализация обнаружена в слабо дислоцированных и мало измененных палеозойских осадочных толщах, выполняющих межгорные впадины, где она приурочена к определенным свитам. Подобная стратиграфическая приуроченность родуситовой минерализации, естественно, вызвала представления о решающей роли литологического фактора в локализации родусита и родусит-асбеста. Детальные литологические исследования родуситоносных свит, проведенные автором, вполне подтвердили и позволили обосновать это положение. В настоящем сообщении на примере разрезов двух наиболее типичных родуситоносных свит рассматривается этот наиболее важный фактор локализации родусит-асбеста, почти не освещенный в литературе, тогда как другие факторы — структурный и наличия родуситообразующих растворов здесь не затрагиваются. Разрезы родуситоносных свит очень сходны, имеют хорошо выраженную ритмичность и сложены в основном смешанными карбонатно-терригенными породами, в связи с чем необходимо перед рассмотрением основного материала статьи остановиться на принципах подразделения этих пород.

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ СМЕШАННЫХ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВО-ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

В описываемых разрезах родуситоносных свит наряду с хорошо отсортированными разностями пород, определение которых не вызывает сомнения, встречаются породы со смешанным составом, где присутствуют как песчаные и алевритовые частицы, так и карбонатно-глинистый материал. Для таких пород, называемых иногда «мусорными», не существует общепринятой классификации, а потому, прежде чем перейти к описанию разрезов, необходимо кратко остановиться на их подразделении и терминологии.

Для осадочных пород предложено множество классификаций, отражающих в той или иной степени различия по происхождению, вещественному составу и структурно-текстурным особенностям. Для нас первостепенное значение имеют классификации, учитывающие вещественный состав пород. К сожалению, во многих классификациях терригенные и глинисто-карбонатные породы рассматриваются отдельно, поэтому трудно уяснить, в каких пределах допускается присутствие компонентов-

примесей (например, алеврита в мергелях), чтобы основное название породы не менялось. Более универсальной, учитывающей любые возможные вариации в составе смешанных песчано-алевритово-глинисто-карбонатных пород является классификация П. А. Чистякова (1956). Однако чрезмерная громоздкость с обилием определений (50 названий), исключение широко укоренившихся понятий «мергель» и «аргиллит», введение нового



Фиг. 1. Схема классификации алевритово-глинисто-карбонатных пород. Составлена **в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР**

термина «микстонит» делают эту классификацию малоупотребительной. Такие названия, как «известково-песчаный алевритовый пелитовый микстолит» или «известково-песчанистый алевритистый пелитистый доломит», по П. А. Чистякову, в отличие от «песчанисто-алевритисто-пелитисто-известковистого доломита» едва ли можно признать удачными.

Более совершенной представляется автору схема классификации алевритово-глинисто-карбонатных пород Геологического института Казанского филиала АН СССР, опубликованная в работе Н. В. Кирсанова и Ю. В. Сементовского (1956). По этой схеме тип пород определяется по относительному преобладанию одной из трех фракций — глинистой, алевритовой или карбонатной («известняк»), поставленных в вершины равностороннего классификационного треугольника (фиг. 1). Содержание примесей в плохо отсортированных разностях может достигать 33,3%. Мергели рассматриваются как частный случай глинисто-карбонатных пород и их границы со смежными полями устанавливаются по

соотношению карбонатного и глинистого материала, а не по абсолютному их содержанию. К мергелям относятся породы с содержанием карбонатного материала от 20 до 75%, глинистого — от 20 до 75% и алевритового — от 0 до 33,3%. В зависимости от преобладания той или иной составной части группа мергелей делится на четыре разновидности: мергель, мергель алевритовый, мергель глинистый и мергель алевритово-глинистый. Отношение карбонатной составляющей к глинистой в первых двух разновидностях колеблется от 1 до 3, в третьей и четвертой — от $1/3$ до 1. Общее число названий разностей известняков, мергелей, алевритов и глич составляет 48.

Несмотря на большое количество названий, схема классификации ГИ КФАН СССР все же не охватывает все возможные разновидности смешанных терригенно-карбонатных пород. В ней не предусмотрены случаи, когда в породах, помимо кальцита, имеется еще и доломит, а среди обломочного материала наряду с алевритовыми присутствуют песчаные частицы (размером более 0,1 *мм*). Правда, авторы указывают, что схема будет иметь аналогичное построение при замене алевритовых фракций песчаными, но вопрос о том, как именовать породы, если та и другая фракции присутствуют одновременно, остается открытым.

В связи с тем, что других более совершенных классификаций для смешанных терригенно-карбонатных пород не существует, автор будет пользоваться в основном схемой классификации Геологического института Казанского филиала, несколько сократив количество названий в группах глинистых пород и алевролитов и подчеркивая присутствие компонентов-примесей, в том числе песка и доломита, введением соответствующих определений. Для сравнительно чистых глинисто-карбонатных пород применяется схема С. Г. Вишнякова (1954).

РАЗРЕЗЫ РОДУСИТОНОСНЫХ СВИТ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ РОДУСИТА И РОДУСИТ-АСБЕСТА

При большом сходстве разрезов двух наиболее типичных родуситоносных свит, развитых в совершенно различных районах, имеются и некоторые их отличия. В одном случае несколько более велика роль прослоев относительно хорошо отсортированных песчаников, тогда как в другом случае место подобных пород в разрезе занимают смешанные терригенно-карбонатные породы.

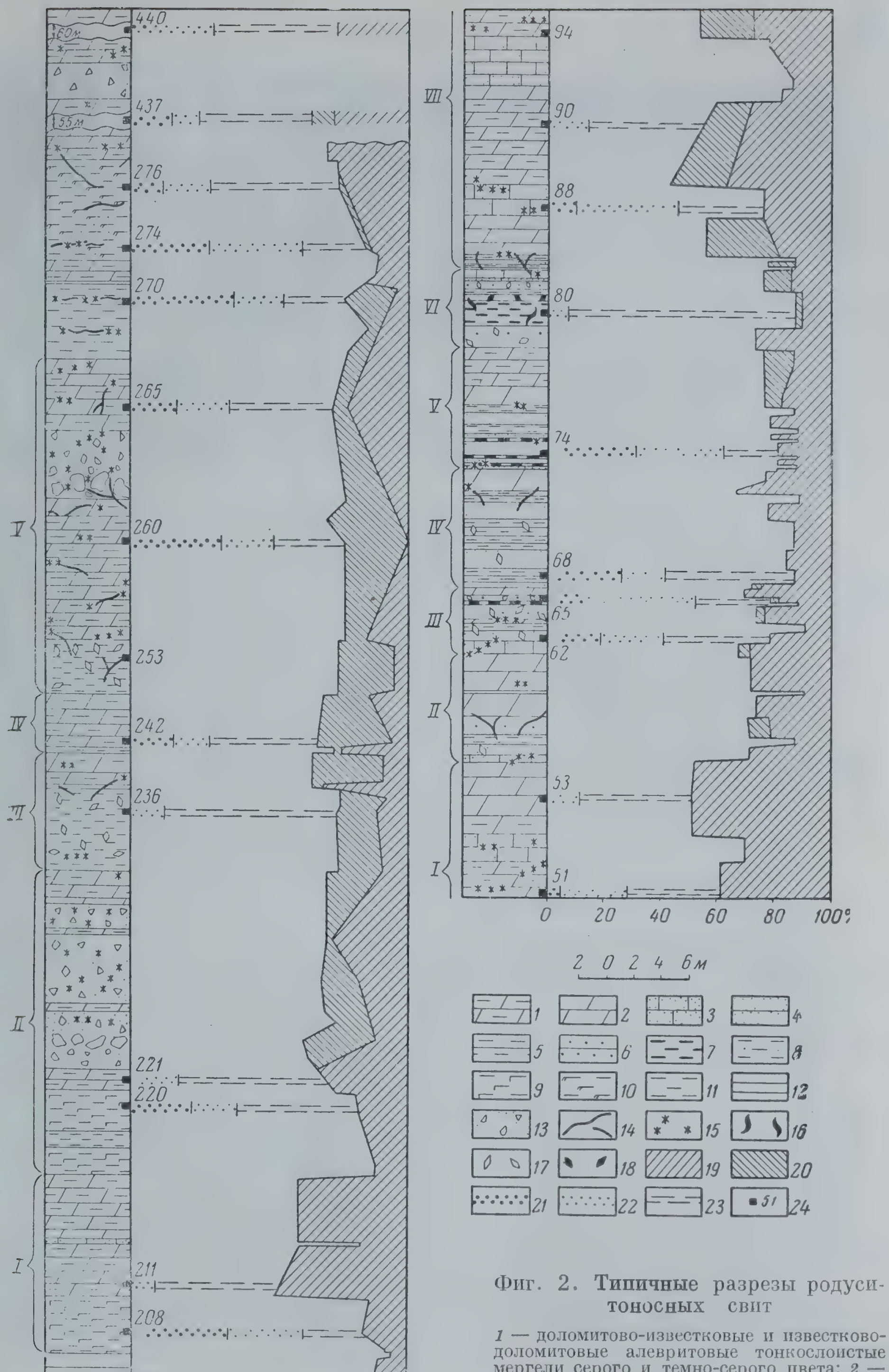
Разрез родуситоносной свиты с повышенной ролью песчаных прослоев

Описываемый детально разрез захватывает большую часть продуктивной родуситоносной свиты. Как видно на прилагаемой колонке (фиг. 2), песчаники, алевролиты, мергели и аргиллиты здесь переслаиваются между собой, неоднократно повторяясь на протяжении 63 *м*. Выделяется семь петрографических типов пород, более или менее однородных по цвету, характеру, слоистости и составу:

1) доломитово-известковые и известково-доломитовые алевритовые мергели темно-серого и серого, а в выветрелом состоянии серовато-желтого и желтого цвета, тонкослоистые;

2) те же, массивные и грубослоистые, переходящие иногда в однородные афанитовые мергели с незначительной примесью алевритового материала;

3) мелкозернистые известковистые песчаники и алевролиты серого и желтого (в выветрелом состоянии) цвета;



Фиг. 2. **Типичные** разрезы родуситоносных свит

1 — доломитово-известковые и известково-доломитовые алевритовые тонкослоистые мергели серого и темно-серого цвета; *2* — массивные и грубослоистые алевритовые мергели; *3* — известковистые песчаники и алевролиты; *4* — железистые песчаники и алевролиты темно-бурого цвета; *5* — железистые аргиллиты темно-бурого цвета; *6* — доломитисто-известковистые песчаники и алевролиты розовато-бурого цвета; *7* — доломитисто-известковистые аргиллиты серовато-бурого с розоватым оттенком цвета, асбестоносные; *8* — доломитовые песчано-глинистые алевролиты серого цвета, средне- и грубослоистые; *9* — известковистые алевролиты и аргиллиты серовато-зеленого цвета; *10* — доломитисто-известковистые аргиллиты и алевролиты голубовато-серого цвета; *11* — известковистые и доломитистые аргиллиты вишнево-бурого и вишнево-серого цвета; *12* — известковистые алевролиты и аргиллиты красно-бурого вцета; *13* — брекчированные алевритовые мергели; *14* — жилы крепкого, иногда окремненного родусита; *15* — жилы и гнезда рыхлого родусита; *16* — жилы родусит-асбеста; *17* — вкрапленники с родуситом, карбонатом, гематитом; *18* — вкрапленники с родусит-асбестом; *19* — кальцит; *20* — доломит; *21* — песчаная фракция; *22* — алевритовая фракция; *23* — глинистая фракция; *24* — места взятия образцов

4) железистые мелкозернистые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов; цвет породы красно-бурый и темно-бурый; в цементе, помимо карбонатов и глинистого вещества, присутствуют окислы железа;

5) железистые аргиллиты с прослоями песчаников и алевролитов, подобных предыдущим, цвет породы красно-бурый и темно-бурый;

6) доломитисто-известковистые мелкозернистые песчаники и алевролиты светло-бурого и серовато-бурого с розоватым оттенком цвета;

7) доломитисто-известковистые аргиллиты серовато-бурого с розоватым оттенком цвета, обычно массивные, реже слоистые.

Выделенные породы в целом легко отличаются одна от другой, за исключением песчаников и алевролитов, окраска которых является иногда причиной затруднения при отнесении их к той или иной разновидности; под микроскопом все разновидности песчаников и алевролитов кажутся однообразными. Отобранные по разрезу образцы анализировались на содержание нерастворимого остатка и затем большинство из них подвергалось термообъемному анализу по методу профессора Л. С. Берга, с целью определения содержания различных карбонатов. Для контроля термообъемного анализа, а также с целью термического изучения присутствующих в породах гидросиликатов были получены дифференциальные кривые нагревания. Для наиболее характерных образцов производился, кроме того, механический анализ по методу Сабанина. Результаты проведенных исследований приводятся на литологической колонке и в табл. 1, поэтому при описании пород мы на них не останавливаемся.

Таблица 1

Гранулометрический состав тонкотерригенных и смешанного состава пород из родуситоносной свиты с повышенной ролью песчаного материала (в вес. %)

Порода	Нерастворимый остаток	Фракции в мм								
		>1,0	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	<0,01	легкая	тяжелая
Тонкослоистый алевритовый мергель, обр. 51	59,2	—	—	1,9	6,8	18,3	23,8	49,20		
То же, обр. 90	57,6	—	—	0,1	0,4	5,4	18,7	75,4	97,37	2,63
Грубослоистый алевритовый мергель, обр. 53	50,20	—	Неск. зерен	0,1	0,3	3,0	20,3	76,3	99,52	0,48
Известковистый алевролит, обр. 88	73,4	—	—	0,8	12,2	27,1	21,7	38,8	99,94	0,06
Железистый алевролит, обр. 62	80,0	—	0,1	1,3	20,6	16,2	10,3	51,5	95,67	4,33
То же, обр. 74	82,0	—	—	10,6	29,2	23,7	19,5	17,0		
Железистый алевритовый аргиллит, обр. 68	90,9	—	—	14,7	16,0	7,5	15,3	46,5		
Доломитистый розовато-бурый алевролит, обр. 65	76,60	—	—	0,3	16,2	31,5	20,2	31,8	98,17	1,83
Розовато-бурый аргиллит, обр. 119	91,20	—	—	0,1	0,1	0,2	6,80	98,8	99,83	0,17

Примечание. Анализы образцов 90, 53, 88, 62, 65 и 119 выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ; анализы 51, 74 и 68 — в лаборатории Всесоюзного проектно-технологического института ЛСНХ

Тонкослоистые алевритовые мергели (табл. I, *1*) сложены тонкими прослоями мощностью от долей миллиметра до 1 *см*, обогащенными то алевритовым, то глинисто-карбонатным материалом; местами в них встречаются отдельные прослои массивных сравнительно однородных алевритовых мергелей мощностью до 10—15 *см*. При хорошей сортировке материала порода становится сложной, состоящей из

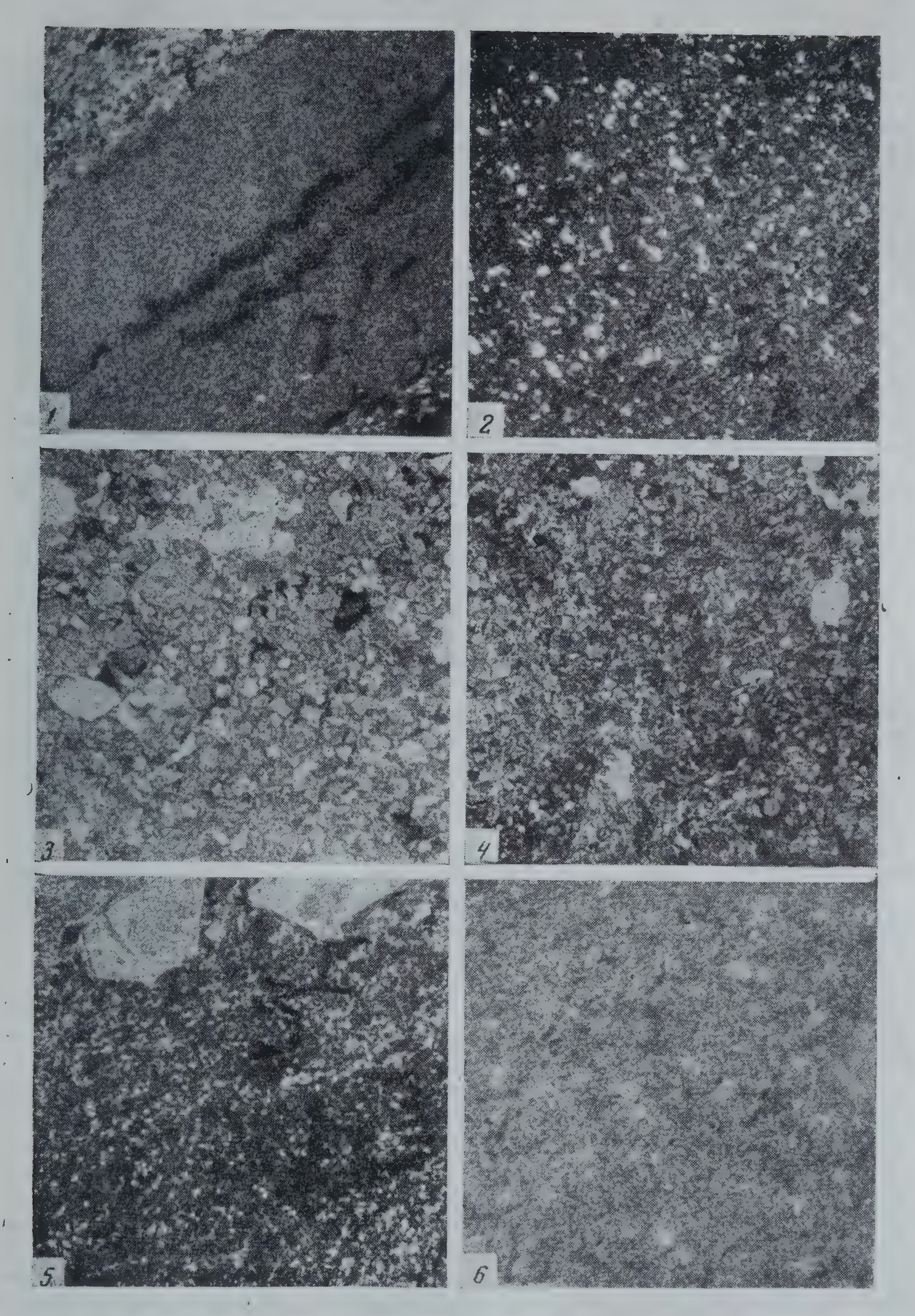


Табл. 1. Петрографические типы пород родуситоносной свиты с повышенной ролью песчаного материала

1. Тонкослоистый алевритовый мергель. Шлиф 94, увел. 20, с анализатором
2. Массивный алевритовый мергель. Шлиф 53, увел. 20
3. Мелкозернистый известковистый песчаник. Шлиф 88, увел. 20, без анализатора
4. Железистый мелкозернистый песчаник. Шлиф 62, увел. 20, без анализатора
5. Железистый аргиллит. Шлиф 70, увел. 20, без анализатора
6. Доломитово-известковистый аргиллит. Шлиф 119, увел. 20, с анализатором

ленточных прослоев типичных алевролитов и мергелей. Название «мергель» в данном случае, очевидно, не совсем подходит, но учитывая, что валовой состав породы вполне соответствует понятию «алевритовый мергель» и поскольку иных кратких названий не существует, его следует считать допустимым. Алевритовая фракция в тонкослоистых мергелях состоит в основном из кварца и полевых шпатов.

Г р у б о с л о и с т ы е и м а с с и в н ы е э л е в р и т о в ы е м е р г е л и (табл. I, *2*) в выветрелом состоянии обычно желтые или серовато-желтые. Под микроскопом структура алевропелитовая, обусловленная наличием в основной тонкозернистой глинисто-карбонатной массе равномерно рассеянных алевритовых частиц кварцево-полевошпатового состава. Содержание последних может варьировать от 1—2 до 40—50%.

М е л к о з е р н и с т ы е и з в е с т к о в и с т ы е п е с ч а н и к и и а л е в р о л и т ы (табл. I, *3*) по составу и структуре близко стоят к только что описанным мергелям, но количество песчаного и алевритового материала в них заметно выше. Характерна грубая слоистость. Зерна размером 0,1—0,5 *мм* обычно хорошо окатаны, представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, микрокварцитом, карбонатом; встречается рудный минерал (до 1%), замещающийся с краев окислами железа; поровый цемент состоит главным образом из карбоната.

Ж е л е з и с т ы е м е л к о з е р н и с т ы е п е с ч а н и к и и а л е в р о л и т ы (табл. I, *4*) резко выделяются среди других пород благодаря своей темно-бурой и красно-бурой окраске. Обычно они средне- и грубослоистые, но иногда образуют тонкое переслаивание с аргиллитами того же цвета, причем на 1 *м* мощности насчитывается до 20 прослоев. Под микроскопом песчинки обнаруживают, как правило, хорошую окатанность и представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, известняком, изредка хлоритовой микролепидобластовой породой и чешуйками мусковита. Цемент поровый или базальный, железисто-карбонатный. Рудный минерал присутствует в большом количестве в виде мелких до 0,1 *мм* зерен, часто замещающихся окислами железа. Некоторые прослои содержат много пластинок и иголок зеленовато-синего родусита, развивающегося в цементе; в одном случае родусит замещает с краев зерно желтовато-зеленой роговой обманки.

Ж е л е з и с т ы е а р г и л л и т ы (табл. I, *5*) тесно ассоциируют с железистыми песчаникаи и алевролитами, слагая прослои мощностью от нескольких сантиметров до 1—1,5 *м*. В проходящем свете под микроскопом порода представлена бурой и темно-бурой однородной карбонатно-железисто-глинистой массой без алевритовых частиц или с небольшой их примесью. При скрещенных николях основная масса аргиллита непрозрачна, и на темном фоне видно, что карбонат равномерно рассеян в виде очень мелких зерен. В железистых аргиллитах довольно часто наблюдаются агрегаты диаметром до 1 *мм*, состоящие из альбита, карбоната, непрозрачного рудного минерала и изредка — чешуек родусита. Эти агрегаты, очевидно, представляют выполнения пустот; альбит в них обычно нарастает на стенки, а остальные минералы занимают центральную часть полостей; в крупных зернах альбит иногда полисинтетически сдвойникован.

Д о л о м и т и с т о - и з в е с т к о в и с т ы е м е л к о з е р н и с т ы е п е с ч а н и к и и а л е в р о л и т ы р о з о в а т о - б у р о г о ц в е т а являются как бы промежуточными породами между известковистыми и железистыми песчаниками и алевролитами. По структуре и характеру слоистости они ничем не отличаются от последних, но количество жеодок в них заметно больше и в отдельных прослоях составляет 20—30% объема породы. В составе кластических зерен определяются

кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз, довольно много рудного минерала, а в некоторых прослоях — чешуек родусита.

Доломитисто-известковистые аргиллиты серовато-бурого с розоватым оттенком цвета (табл. I, *6*) — специфические и весьма важные в практическом отношении породы, поскольку в них (и только в них) встречаются жилки асбеста. Аргиллиты обычно массивные, а вблизи контактов с лежащими выше и ниже горизонтами — слоистые. Структура под микроскопом пелитоморфная. Порода состоит из однородного глинистого вещества, на фоне которого равномерно рассеяны мелкие зернышки карбонатов. Содержание карбонатов, судя по нерастворимому остатку, не превышает 10—12%. На электронномикроскопических снимках глинистое вещество представлено тонкими прозрачными пластинками. Электронографические исследования, проведенные Б. Б. Звягиным, показали, что аргиллиты состоят из смеси хлорита и гидрослюды серицитового типа: при этом для хлорита установлены следующие параметры ячейки: $a = 5{,}30$ *кX*; $b = 9{,}18$ *кX*; $c = 14{,}3$ *кX*; $\beta = 95°20'$; для гидрослюды: $a = 5{,}19$ *кX*; $b = 8{,}98$ *кX*; $c = 20{,}1$ *кX*; $\beta = 95°10'$.

Описанные семь разновидностей пород повторяются в разрезе, за исключением розовато-бурых асбестоносных аргиллитов, которыми сложен только один горизонт мощностью до 2 *м*. Близкие по внешнему виду аргиллиты в двух других маломощных горизонтах, возможно, имеют тот же состав, что и асбестоносные аргиллиты, но они детально пока еще не изучены. Чередование в разрезе горизонтов с одинаковым или близким составом указывает на ритмичность осадконакопления. Д. В. Наливкин (1955) ритмичным называет осадконакопление, при котором в разрезах повторяются те или иные комплексы отложений, обладающие одинаковой последовательностью и более или менее одинаковым литологическим составом.

В разрезе неоднократно повторяются горизонты железистых песчаников и аргиллитов с горизонтами алевритовых мергелей и известковистых песчаников. Условия образования тех и других несомненно отличаются. Железистые породы отлагались в окислительной зоне прибрежной полосы лагуны, в то время как сероцветные существенно мергельные осадки являются более глубоководными, отлагавшимися в условиях восстановительной среды. Наличие красноцветов и сероцветов свидетельствует о перемещении береговой линии, которое вызывалось либо тектоническими движениями, либо изменениями климата. Это перемещение, вызывавшее наиболее резкую смену условий осадконакопления, очевидно, должно быть положено в основу выделения ритмов.

Д. В. Наливкин, анализируя обширный материал по ритмическому осадконакоплению, выделяет макроритмы, мезоритмы, микроритмы. В. И. Попов и Н. И. Гриднев (1953) предложили более дробную схему «ритмостратиграфии», где выделяются: геологический комплекс — ритмотолща (с ритмоподтолщей) — ритмосвита (с ритмоподсвитой) — ритмосерия — ритмопачка, или макроритм (с ритмоподпачкой),— микроритм (с подритмом и зачаточным ритмом).

Если придерживаться схемы Д. В. Наливкина, то ритмы рассматриваемого разреза следует, по-видимому, относить к микроритмам, а по схеме В. И. Попова и Н. И. Гриднева — к ритмоподпачкам, или к ритмопачкам. Термин микроритм в данном случае оказывается слишком общим, так как внутри каждого ритма для отдельных горизонтов намечаются еще более мелкие ритмы мощностью от нескольких метров до долей миллиметра. Целесообразно поэтому термин микроритм употреблять только для самых малых ритмов, а более крупные ритмы называть ритмоподпачками и ритмопачками.

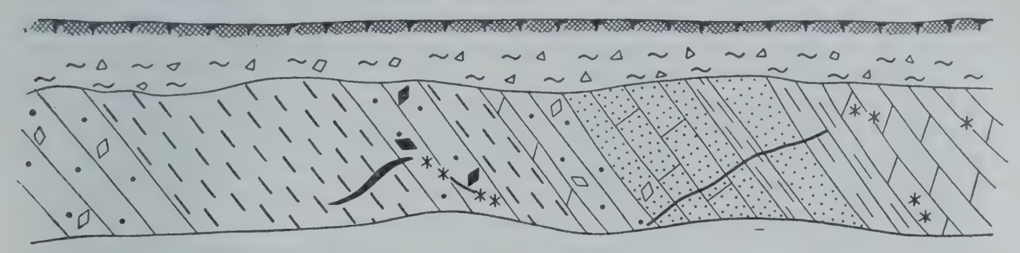
Проводя границы ритмов в разрезе по горизонтам железистых песчаников и алевритовых мергелей, можно наметить шесть полных ритмопачек и одну неполную, каждая из которых за исключением одной начинается железистыми песчаниками и заканчивается либо массивными, либо тонкослоистыми алевритовыми мергелями. Шестая ритмопачка, в которую входит горизонт асбестоносных аргиллитов, отличается от остальных тем, что начинается не с железистых, а с доломитисто-известковистых розовато-бурых песчаников, сменяющихся выше аргиллитами. По своему внутреннему строению она непохожа на остальные ритмопачки. Мощность большинства ритмопачек колеблется в пределах 4—9 *м*, не считая самой верхней, неполная мощность которой составляет 17,5 *м* и самой нижней — около 10 *м*.

Родуситовая минерализация в разрезе прослеживается в общем по всей мощности продуктивной свиты, но с перерывами в некоторых ее частях. По текстурным особенностям, определяющим физико-механические свойства, здесь выделяются три разновидности родусита: 1) крепкий, не способный легко расщепляться на тонкие эластичные волокна, часто окремненный (опализованный) родусит; 2) рыхлый землистый, или асбестовидный, родусит; 3) родусит-асбест. Первая разновидность встречается в виде жил (редко желваков) мощностью до 10—12 *см*, вторая и третья образуют жильные выполнения, а также заполняют своеобразные ромбоэдрические пустоты выщелачивания, вероятно, кристаллов гипса и карбонатов. Кроме того, они могут присутствовать в основной массе песчаников и алевролитов в виде мелких рассеянных чешуек. В распределении отдельных разновидностей родусита по разрезу существует закономерность, подмеченная впервые Н. Н. Ведерниковым, которая заключается в том, что волокно родусит-асбеста приурочено только к определенным горизонтам.

Крепкий, обычно опализованный родусит здесь отчетливо тяготеет к горизонтам железистых песчаников и аргиллитов и к горизонтам розовато-бурых доломитисто-известковистых песчаников и алевролитов. Однако следует заметить, что далеко не со всеми горизонтами названных пород связаны жилы опализованного родусита. Они совершенно отсутствуют в третьей и пятой ритмопачках и в нижней половине четвертой ритмопачки. Подобное распределение надо объяснять, вероятно, особенностями тектоники. Степень нарушенности и трещиноватости пород для разных горизонтов неодинакова; крупные открытые и приоткрывавшиеся трещины существовали не во всех горизонтах, с чем, очевидно, и связано отсутствие жил опализованного родусита. Приуроченность жил к тектоническим трещинам, чаще секущим, реже согласным, не вызывает сомнения, поскольку в местах интенсивной родуситовой минерализации песчаники и алевролиты сильно перемяты и некоторые жилы, например, в нижней части седьмой ритмопачки, секут сразу несколько литологических горизонтов (фиг. 3). Внутреннее строение жил опализованного родусита довольно многообразно: встречаются жилы поперечно-столбчатые, спутанно-волокнистые, косо- и продольно-волокнистые.

Рыхлый землистый и асбестовидный родусит пользуется в разрезе наибольшим распространением, присутствуя во всех горизонтах в виде самостоятельных обособлений, либо в ассоциации с опализованным родуситом или родусит-асбестом. Самостоятельные его обособления отчетливо связаны с горизонтами мергелей и известковистых песчаников. Рыхлый родусит образует жилы обычно небольшой мощности, не более 2—3 *см*, гнездообразные скопления до 10—15 *см* в поперечнике, пленки и налеты по трещинам. Насыщенность его может быть весьма значительной до 1—2% на некоторых участках (визуально), но волокно с нормальной прочностью

при этом все же не появляется. Исчезновение рыхлого родусита в некоторых горизонтах надо объяснять, по-видимому, как и для опализованного родусита, недостаточно сильной нарушенностью, отсутствием проницаемых для родуситообразующих растворов трещин. Влияние состава пород на отложение рыхлого родусита в данном случае не чувствуется, так как многие минерализованные горизонты по составу ничем не отличаются от тех, где родуситовая минерализация не установлена. Рыхлый родусит отсутствует в верхней части 1-й, 4-й и 5-й ритмопачек, а также в трех горизонтах 7-й ритмопачки общей мощностью 13—14 *м*. В парагенезисе с рыхлым родуситом обычно наблюдаются гематит, карбонат, гипс.



Фиг. 3. Взаимоотношения отдельных разновидностей пород в первом разрезе (зарисовка канавы)

Условные обозначения те же, что на фиг. 2

Родусит-асбест прожилкового типа приурочен только к одному горизонту хорошо отмученных розовато-бурых аргиллитов и не встречается больше ни в каких других породах. Насыщенность руды волокном незначительная. Волокно находится в землистой массе родусита в виде различно ориентированных мелких пучков длиной до 2—3 *мм*. В некоторых жилках волокно также непосредственно нарастает на плоскостях трещин пучками толщиной до 2 *мм*, ориентированными косо по отношению к плоскостям трещин в различных направлениях.

Помимо прожилкового типа, присутствует еще так называемый вкрапленный тип родуситовой минерализации. Вкрапленники — это своеобразные пустоты выщелачивания ранее существовавших минералов, заполненные полностью или частично родуситом в ассоциации с гематитом, альбитом, карбонатом и гипсом. Чаще всего они имеют ромбоэдрическую форму, по которой можно предполагать образование их на месте кристаллов гипса и карбонатов, выраставших в процессе собирательной перекристаллизации в стадию диагенеза осадков. В настоящее время обнаружить реликты этих первичных минералов не удается. Величина вкрапленников находится в пределах 2—5 *мм* по удлинению, но может возрастать до 1 *см*. Пустоты выщелачивания свойственны железистым песчаникам и аргиллитам, где количество их сравнительно небольшое, и доломитисто-известковистым розовато-бурым песчаникам, где они в некоторых прослоях могут составлять до 20—30% объема породы. Родусит в пустотах представлен, по-видимому, двумя разновидностями: рыхлой асбестовидной и родусит-асбестом с нормальной прочностью. В железистых аргиллитах вкрапленный родусит нередко отсутствует и пустоты либо заполнены альбитом, гематитом и карбонатом, либо остаются полыми с налетами железистой слюдки по стенкам. Вкрапленные руды родусит-асбеста с относительно хорошей насыщенностью отмечаются лишь вблизи асбестоносных аргиллитов (6-я ритмопачка), где мощность горизонта с вкрапленным асбестом составляет 30—40 *см*.

Разрез родуситоносной свиты с повышенной ролью пород смешанного состава

Этот разрез представляет совершенно другой район, но также типичен для характеристики основных разновидностей вмещающих пород и родуситовой минерализации. В отличие от описанного выше разреза родуситоносная свита здесь вскрыта на полную мощность, также как и смежные горизонты подстилающей и вышележащей свит. Нижняя граница родуситоносной свиты отбивается довольно четко, а в верхней части переход постепенный. Общая мощность свиты 240—250 *м*, из них родуситовая минерализация захватывает 160—170 *м*. Несмотря на интенсивное развитие родуситовой минерализации, волокно родусит-асбеста встречается далеко не всюду по простиранию асбестоносных горизонтов. Выделяются следующие разновидности пород:

1) доломитово-известковые и известково-доломитовые, песчанисто-алевритовые и алевритовые мергели темно-серого и серого цвета, тонкослоистые; 2) те же, массивные и грубослоистые; 3) доломитисто-известковистые и известковистые алевролиты серого и зеленовато-серого цвета с прослоями песчаников, тонкослоистые; 4) те же, средне- и грубослоистые; 5) известковистые песчанисто-алевролитовые аргиллиты серовато-зеленого (оливкового) цвета, тонко- и среднеслоистые; 6) известковистые песчанисто-алевритовые аргиллиты голубовато-серого цвета, тонко-, средне- и грубослоистые с прослоями алевритов того же цвета с известково-глинистым цементом; 7) известковистые и доломитистые песчанисто-алевритистые аргиллиты вишнево-бурого и вишнево-серого цвета, массивные, реже слоистые; 8) красно-бурые известковистые алевролиты и песчанисто-алевритистые аргиллиты подстилающей свиты.

Все эти разновидности пород подверглись тому же комплексу исследований, что и породы рассмотренного выше разреза. Данные исследований отражены на литологической колонке (см. фиг. 2) и сведены в табл. 2.

Тонкослоистые алевритовые мергели (табл. II, *1*) подобны таковым из ранее описанного разреза. Тонкая слоистость в них обусловлена чередованием прослоев мергелей с прослоями алевролитов и реже песчаников мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров. В составе песчаников и алевролитов присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, зеленая и желтовато-зеленая роговая обманка, биотит, изредка моноклинный пироксен, замещающийся с краев амфиболом, хлорит, рудный минерал, вторичный карбонат и в некоторых прослоях, там, где встречается жильный родусит, мелкие пластинки родусита. Зерна этих минералов обычно плохо окатаны и отсортированы. По содержанию глинисто-карбонатного материала некоторые прослои, как, например, в 5-й ритмопачке, следовало бы отнести к алевролитовым, но поскольку внешне тонкослоистые алевритовые мергели и алевролиты похожи, эти прослои отчасти условно обозначены мергелями.

Мергели массивные и грубослоистые пользуются сравнительно небольшим распространением, слагая переходные слои между тонкослоистыми алевритовыми мергелями и вишнево-серыми аргиллитами. Цвет их обычно серый. Кластический материал большей частью плохо окатан и распределяется в основной глинисто-карбонатной массе равномерно.

Тонкослоистые алевролиты (табл. II, *2*) отмечаются в нижней части разреза на границе подстилающей и родуситоносной свит и в верхней части последней в переходных горизонтах к вышележащей свите. В средней части разреза они встречаются в нижней половине горизонта 5-й ритмопачки и в нижней половине горизонта голубовато-серых аргиллитов. В последнем случае цвет их также голубовато-серый, в от-

Таблица 2

Гранулометрический состав тонкотерригенных и карбонатно-терригенных пород родуситоносной свиты с повышенной ролью смешанного материала (в вес. %)

Порода	Нерастворимый остаток	Фракции, *мм*								
		>1,0	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	<0,01	легкая	тяжелая
Тонкослоистый мергель, обр. 211	50,2	—	—	0,8	1,8	1,7	13,2	92,5		
Тонкослоистый алевритовый мергель, обр. 221	73,6	—	—	0,5	2,10	4,8	17,7	74,8	99,94	0,06
Тонкослоистый алевритовый мергель, обр. 265	72,9	—	0,2	8,3	13,5	9,0	18,7	50,3	—	
Тонкослоистый алевритовый мергель, обр. 440	72,6	—	0,20	0,40	0,90	6,20	32,80	59,50	98,95	1,05
Тонкослоистый зеленовато-серый алевролит, обр. 208	81,8	—	—	18,5	21,5	13,3	19,4	27,3	—	
Тонкослоистый темно-серый алевролит, обр. 260	76,9	—	—	20,7	23,2	8,4	12,7	34,6	—	
Глубокослоистый серый алевролит, обр. 270	76,5	—	—	19,4	29,0	9,0	14,2	28,4	—	
Тонкослоистый голубовато-серый алевролит, обр. 274	84,5	—	—	11,5	23,6	14,1	26,3	24,5	—	
Тонкослоистый серовато-зеленый аргиллит, обр. 220	78,9	—	—	11,8	16,3	6,0	14,2	51,7	—	
Голубовато-серый аргиллит, массивный, обр. 276	76,8	—	1,9	6,2	7,8	6,3	14,7	63,1	93,98	6,02
Вишнево-серый аргиллит, неасбестоносный, обр. 236	74,4	—	0,1	0,2	0,3	1,1	14,8	83,5	97,78	2,22
Вишнево-серый аргиллит асбестоносный, обр. 386	75,2	0,4	0,5	0,7	0,8	1,7	12,8	83,1	—	

Примечание. Анализы образцов 221, 440, 276, 236, 386 выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ, остальные — в лаборатории Всесоюзного проектно-технологического института ЛСНХ. В анализах обр. 208, 260, 270 песчаный материал преобладает над алевритовым, возможно, вследствие сцементированности породы

личие от серого, темно-серого и зеленовато-серого в других частях разреза. Тонкая слоистость в алевролитах обусловлена чередованием прослоев, обогащенных в разной степени карбонатно-глинистым и песчаным материалом. Кластические зерна в зеленовато-серых алевролитах представлены в основном кварцем и плагиоклазом. Минеральный состав остальных разновидностей такой же, как тонкослоистых мергелей.

Средне- и грубослоистые песчанистые алевролиты серого цвета слагают только один горизонт в средней части разреза. Породы эти близки к массивным алевритовым мергелям или к алевритовым аргиллитам. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, зеленая роговая обманка, биотит, хлорит, доломит в виде ромбовидных зерен, изредка мусковит; цемент базальный, карбонатно-глинистый.

Известковистые песчанисто-алевритовые аргиллиты зеленовато-серого и серовато-зеленого цвета (табл. II, *3*), тонко- и среднеслоистые, слагают прослои в нижней части разреза между тонкослоистыми алевритовыми мергелями и вишнево-бурыми аргиллитами. Они являются переходными от мергелей

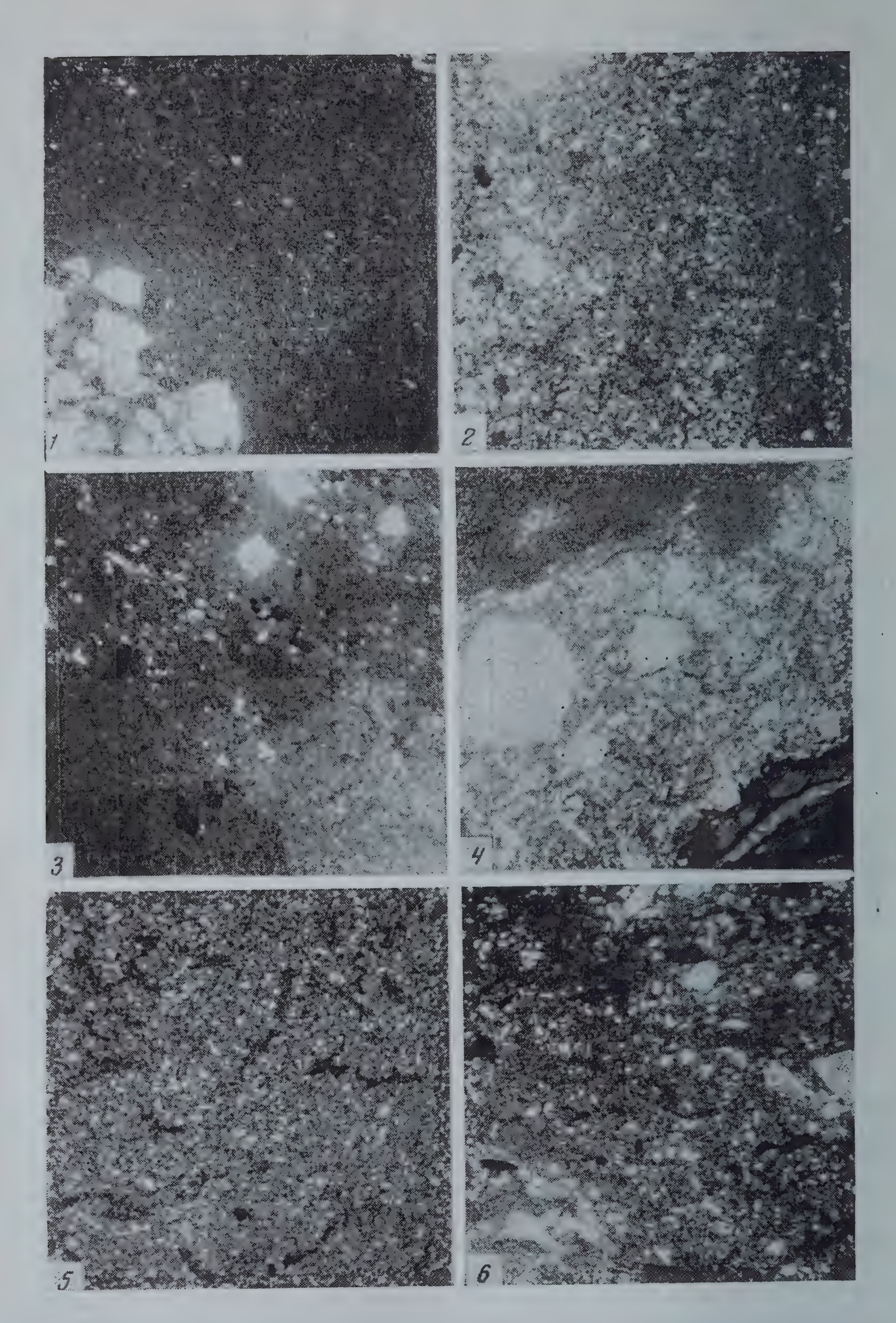


Табл. II. Петрографические типы пород родусптоносной свиты с повышенной ролью смешанного материала

1. Перемежаемость тонкослоистого алевритового мергеля с песчаником. Шлиф 211, увел. 20, с анализатором
2. Тонкослоистый алевролит. Шлиф 208, увел. 20, с анализатором
3. Известковистый песчанисто-алевритовый аргиллит. Шлиф 220, увел. 20, с анализатором
4. Перемежаемость известковистого аргиллита и песчаника. Шлиф 276, увел. 20, с анализатором
5. Доломитистый песчанисто-алевролитовый аргиллит. Шлиф 236, увел. 20, с анализатором
6. Известковистый песчанисто-алевролитовый аргиллит. Шлиф 203, увел. 20, с анализатором

к аргиллитам и представлены тесным переслаиванием прослоев аргиллитов с алевролитами и реже песчаниками; цемент в алевролитах и песчаниках базальный и поровый карбонатно-глинистый; в составе обломков встречаются преимущественно кварц и плагиоклаз; подчиненное место занимают рудный минерал, хлорит, биотит.

Голубовато-серые известковистые песчанисто-алевритовые аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников (табл. II, *4*)— плотные крепкие породы, устойчивые к выветриванию и выделяющиеся в рельефе в виде гривок. Ими сложен один мощный горизонт в средней части разреза. Нижние две трети горизонта сложены слоистыми породами, верхняя треть — массивными. Слоистость обусловлена чередованием прослоев аргиллитов с тонкими прослоями алевролитов и песчаников, в составе которых присутствуют кварц, плагиоклаз, микроклин, роговая обманка, биотит, рудный минерал.

Доломитистые и известковистые песчанисто-алевритовые аргиллиты вишнево-бурого и вишнево-серого цвета (табл. II, *5*) слагают в разрезе несколько горизонтов мощностью от 0,4 до 4—5 *м*. К двум наиболее мощным из этих горизонтов спорадически приурочена родуситовая асбестизация. В мощных горизонтах аргиллиты обычно массивные, однородные, а в маломощных — слоистые. По содержанию карбонатов вишнево-бурые аргиллиты близки к мергелям: растворимая часть составляет около 25%. Несмотря на превышание «нормы» в содержании карбонатов, целесообразно сохранить за этими породами название «аргиллиты», так как отделить мергели от аргиллитов в однородных горизонтах невозможно. Под микроскопом основная масса аргиллитов состоит из пелитоморфного железисто-карбонатно-глинистого вещества, в котором сравнительно равномерно рассеяны плохо окатанные песчаные и алевритовые частицы, представленные в основном кварцем, плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом. Отдельные зерна представляют обломки пород кислого или среднего состава. Глинистая фракция в асбестоносном аргиллите по данным электронографических исследований состоит из смеси хлорита и гидрослюды серицитового типа, но по сравнению с аргиллитами этого же типа, лишенными асбеста, менее богата гидрослюдой.

Известковистые алевролиты и песчанисто-алевритовые аргиллиты подстилающей свиты (табл. II, *6*) имеют характерный красно-бурый цвет без вишневого оттенка, чем отличаются от описанных выше аргиллитов родуситоносной свиты. В горизонтах мощностью до нескольких метров они большей частью массивные, но могут быть средне- и тонкослоистыми. Сложены породы в основном угло тыми и слабо окатанными кварцевыми и плагиоклазовыми частицами размером 0,01—2 *мм*, погруженными в базальный карбонатно-железисто-глинистый цемент; подчиненное место занимают обломки порфиритов, рудный минерал и хлорит.

Своеобразными породами, генезис которых еще недостаточно хорошо выяснен, являются перемятые брекчированные мергели, слагающие три зоны. Во всех зонах дробление претерпели только тонкослоистые алевритовые мергели серого и темно-серого цвета. В наиболее мощной нижней зоне дробленые породы перемежаются с двумя прослоями мощностью 0,3—0,5 *м*, имеющими ненарушенное залегание. Размер обломков в самом нижнем горизонте мощностью 4,2 *м* варьирует от 1—2 до 9—10 *см*, но по мере приближения к ненарушенному прослою увеличивается и порода переходит в крупные трещиноватые мергели, выветрелые и обохренные по трещинам. В среднем горизонте мощностью 5 *м* и верхнем мощностью

1,8 *м* дробление мелкообломочное, причем ориентировка плоскостей слоистости в обломках всевозможная. Во второй зоне, тяготеющей к серым грубослоистым алевролитам, внизу дробление крупно-глыбовое, с зеркалами скольжения по трещинам, а выше — мелкообломочное. Третья зона в верхней части свиты намечается предположительно, так как вскрыта только одним шурфом.

На происхождение брекчий существует две точки зрения. Одни геологи принимают их за оползневые брекчии, считая сингенетичными с осадконакоплением, другие связывают их образование с тектоникой. Оползневые явления, очевидно, действительно имели место в процессе отложения осадков продуктивной свиты, однако автору представляется более

Фиг. 4. Взаимоотношения отдельных разновидностей пород во втором разрезе (зарисовка канавы)

Условные обозначения те же, что на фиг. 2

вероятной вторая точка зрения. К этому заставляют склониться результаты детального картирования некоторых отрезков родуситоносной свиты. Отдельные горизонты на расстоянии 50—100 *м* по простиранию выпадают из разрезов, а затем снова появляются, и это выпадение нельзя объяснить иначе, как перемещением одних горизонтов относительно других по плоскостям, которые фиксируются дроблеными породами.

Отложения родуситоносной свиты обнаруживают ритмичность осадконакопления, однако в отличие от ранее описанного разреза характер ритмичности здесь несколько иной: отсутствуют повторяющиеся горизонты сравнительно однородных песчаников и алевролитов мощностью более 10—20 *см*, но зато имеется четыре горизонта аргиллитов, засоренных песчано-алевритовым материалом, перемежающихся с горизонтами таких же, как и в первом разрезе, тонкослоистых алевритистых мергелей. Образование существенно глинистых и существенно мергельных осадков происходило в различной среде, причем менялись, очевидно, условия питания бассейнов, а отсюда и глубины осадконакопления и степень солености вод. Это периодическое изменение условий осадконакопления, очевидно, следует положить в основу выделения ритмов. Границы ритмопачек намечаются в местах перехода мергелей в аргиллиты, а в самой нижней ритмопачке нижней границей является контакт между подстилающей красноцветной и лежащей выше родуситоносной свитой. Аргиллиты могут быть окрашены в бурые и в серовато-зеленые тона (в переходных горизонтах). Изменение цвета в данном случае не влияет на определение границ ритмов.

Руководствуясь указанным принципом, в разрезе можно выделить пять ритмопачек, каждая из которых начинается алевритистыми аргиллитами

(или алевролитами) и заканчивается тонкослоистыми алевритовыми мергелями. Ритмы характерны только для нижней половины свиты, где мощность ритмопачек колеблется от 2,5 до 25 *м*. Верхняя половина свиты, начиная с горизонта серых грубослоистых алевролитов, будучи микроритмичной за счет чередования тонких прослоев алевролитов и песчаников с мергелями или аргиллитами не имеет более крупных ритмов, соответствующих ритмопачкам.

Родуситовая минерализация по разрезу распределяется неравномерно. Прежде всего привлекает внимание полное отсутствие родусита в 1-й и частью во 2-й ритмопачках, и лишь вверх по разрезу от зоны брекчированных мергелей минерализация становится довольно интенсивной. По текстурным признакам здесь выделяются только две разновидности родусита: крепкий нераспушивающийся и рыхлый землистый, либо асбестовидный родусит. Асбест с нормальной прочностью волокна не установлен. Между крепким и рыхлым родуситом существуют разновидности с промежуточными свойствами. Крепкий родусит иногда находится в тесном прорастании с кварцем, но во многих жилах не содержит различимого под микроскопом свободного кремнезема. В распределении различных текстурных разновидностей наблюдается следующая закономерность.

Крепкий родусит отчетливо тяготеет к горизонтам голубовато-серых аргиллитов, серых грубо- и тонкослоистых алевролитов и вишнево-бурых аргиллитов 3-й и 5-й ритмопачек. Внутри горизонта 3-й ритмопачки жилы и налеты родусита по трещинам не встречаются, и только в верхней части некоторые трещины выполнены или покрыты налетами землистого родусита. В жилах землистого родусита здесь обнаруживаются куски более крепкого окварцованного родусита, причем кварц местами составляет до 80—90%. В горизонте аргиллитов 5-й ритмопачки, который осложнен в месте составления опорного разреза флексурообразным перегибом с разрывами сплошности,на протяжении 20 *м* с поверхности наблюдается 5 жил крепкого родусита в ассоциации с рыхлым. Длина жил колеблется от нескольких десятков сантиметров до 1—2 *м*, мощность от 1—2 до 5—7 *см*; ориентировка жил разнообразная. Тонкослоистые алевролиты и обогащенные песчаным материалом мергели горизонта 5-й ритмопачки секутся довольно густой сетью согласных и несогласных жил родусита, частью землистого с кусками более твердого родусита в виде кусочков и столбиков, не сцементированных между собой, окруженных небольшим количеством землистой массы. Вблизи средней зоны брекчирования и в особенности в нижней ее части, где дробление крупноглыбовое, сеть жил более густая (фиг. 4) и жилы выполнены в основном кусочками и цепочками крепкого родусита, не сцементированными между собой (как будто перетертыми). На контакте пород зоны дробления с ненарушенными породами имеется желвак крепкого родусита длиной 30 *см*, в поперечнике до 15 *см*; в краевых частях желвака родусит столбчатый и щеповидный, а в середине — зернистый. Голубовато-серые слоистые аргиллиты также довольно часто секутся жилами крепкого родусита, обычно разрушенными на отдельные обломки, перемешанные с рыхлым землистым родуситом. Внутри грубослоистых голубовато-серых аргиллитов жилы родусита отсутствуют, а в верхней части имеется пологопадающая жила, секущая одновременно и аргиллиты и мергели.

Рыхлый, землистый или асбестовидный родусит наблюдается как совместно с крепким, так и в виде самостоятельных жил, гнезд, налетов и пленок, приуроченных обычно к горизонтам тонкослоистых алевритистых мергелей. Минерализация рыхлым родуситом начинается в нижней зоне дробления и заканчивается на расстоянии 10—15 *м* выше верхней зоны дробления. Особенно обильна она в среднем и верхнем горизонтах

дробленых пород нижней зоны, где короткие жилки и гнезда землистого родусита, ассоциирующего иногда с карбонатом, располагаются на расстоянии не более 20—30 *см* друг от друга. Мощность жил не превышает 1—2 *см*, а величина гнезд 3—5 *см*. Наряду с землистым здесь встречается также волокнистый асбестовидный родусит, непрочный на разрыв. В мергелях 3-й ритмопачки асбестовидный спутанно-волокнистый родусит слагает согласную жилу мощностью 1—3 *см*, однако волокно в жиле также непрочное, легко растирается между пальцами в порошок. В верхней части разреза насыщенность мергелей родуситом незначительная.

Родусит-асбест, обнаруженный работами под руководством П. П. Пискорского, спорадически приурочен в основном к двум горизонтам вишнево-бурых аргиллитов 3-й и 5-й ритмопачек, причем распределение асбестоносных жил весьма прихотливое. Волокно встречается то в верхнем горизонте, то в нижнем, то в обоих сразу, а иногда лишь в примыкающих к нижнему горизонту зеленовато-серых аргиллитах и мергелях. Во многих участках асбестизация вообще отсутствует. В одной из канав имеются кальцитово-родуситовые жилы, которые одновременно секут и аргиллиты и мергели, причем замечательно то, что когда жила пересекает аргиллиты, она содержит асбест, а на отрезках, локализованных в мергелях, асбест исчезает.

Вкрапленный тип родуситизации отмечается в доломитистых аргиллитах 3-й и 5-й ритмопачек, где довольно часто наблюдаются пустоты выщелачивания ромбоэдрической или неправильной формы, подобные таковым в описанном ранее разрезе, но значительно более крупные—2—5 *см* по удлинению. Родусит, карбонат и гематит обычно выполняют пустоты неполностью, образуя пористую массу. Прочность волокна вкрапленного родусита обычно низкая, однако она повышается до нормальной в тех участках, где имеются асбестоносные жилы.

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ПОРОД НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РОДУСИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Изложенный фактический материал позволяет сделать некоторые выводы относительно возникновения и распределения родуситовой минерализации в зависимости от состава пород.

1. Родуситовая минерализация может развиваться в породах только определенного состава, в которых имеются в достаточном количестве почти все необходимые для образования родусита компоненты.

2. Родуситовая минерализация, несомненно, представляет наложенный процесс, происходивший после диагенетического преобразования осадков в стадию эпигенеза или начального метаморфизма.

3. Она протекала в условиях тесного взаимодействия родуситообразующих растворов с вмещающей средой, отчего возникало несколько текстурных разновидностей родусита и несколько типов родуситовых и родуситсодержащих жил.

4. Асбестизация, являясь частью единого процесса родуситовой минерализации, происходит в пордах определенного состава, создающих специфическую среду для образования эластичного, легко расщепляющегося волокна высокой прочности.

Доказательство того, что родуситовая минерализация может развиваться в породах только определенного состава, вытекает из приуроченности ее к определенным свитам и отсутствия в смежных свитах, находящихся в той же геологической обстановке, но имеющих другой состав пород. Как видно из описания родуситоносных свит, они сложены пестрыми песчано-алевритово-глинисто-карбонатными осадками, зале-

гающими в переходной зоне между красноцветными континентальными и сероцветными лагунно-морскими отложениями. Ни в подстилающих красноцветных отложениях, представленных в основном известковистыми железистыми алевролитами и аргиллитами, ни в лежащих выше существенно песчанистых, известняковых или песчано-мергельных отложениях признаков родуситовой минерализации не отмечается. Этот факт нельзя объяснить иначе, как наличием в продуктивных родуситоносных свитах в достаточном количестве всех необходимых для образования родусита компонентов и недостатком их, по крайней мере некоторых, в подстилающих и лежащих выше свитах.

Родусит — щелочной железисто-магнезиальный амфибол. Следовательно, для его образования необходимы главным образом кремнезем, железо, магнезия и натрий. Все перечисленные компоненты, как явствует из приведенных выше описаний пород и приводимых ниже химических анализов, содержатся в составе отложений родуситоносных свит, хотя и в иных пропорциях по сравнению с родуситом. Благоприятный геохимический фон в отношении железа в родуситоносных районах создают, возможно, не только железистые горизонты внутри продуктивных свит, но и подстилающие красноцветные свиты, через которые, если придерживаться гипотезы гидротермального происхождения родусита, продвигались минерализующие растворы. Анализ геологической обстановки месторождений, впрочем, свидетельствует, скорее, против участия в образовании родусита компонентов, выносимых из подстилающих свит. На это может указывать отсутствие родусита как в самих красноцветных свитах, так и в граничащих с ними горизонтах продуктивных свит, если последние лишены ослабленных тектонических зон. Вопрос о привносе — выносе родуситообразующих компонентов в настоящее время во многом неясен, но, очевидно, есть все основания допускать заимствование их на месте, в пределах родуситоносных свит, с последующей миграцией в растворах на бо́льшие или меньшие расстояния внутри этих же свит.

Придавая решающее значение химизму осадков при образовании родусита, нельзя, однако, недооценивать также роль физических свойств осадочных пород, слагающих родуситоносные свиты, поскольку образование ослабленных зон и появление возможности циркуляции растворов тесно связано с различной компетентностью отдельных горизонтов внутри родуситоносных свит, подстилающих и вышележащих свит по сравнению с родуситоносными. Хотя зависимость между физическими свойствами осадочных пород и степенью их деформированности выяснена еще недостаточно, можно констатировать, что родуситоносная свита первого района перемята более интенсивно, нежели лежащие выше, а возможно, и подстилающие отложения с образованием, по-видимому, дисгармоничных складок высоких порядков, отсутствующих в смежных свитах. Во второй родуситоносной свите серые алевритовые мергели нередко испытывают брекчирование, в то время как смежные с ними горизонты крепче сцементированных и менее хрупких аргиллитов и алевролитов остаются обычно не затронутыми дроблением, хотя и разбиты довольно густой сетью трещин, иногда с зеркалами скольжения. В подстилающей и лежащих выше свитах, сложенных в основном алевролитами и песчаниками, такие мощные зоны брекчирования не наблюдаются.

Родуситовая минерализация — процесс наложенный. Это положение требует особых доказательств, поскольку жилы родусита секут вмещающие породы. Впечатление об одновременности образования осадков и родуситовой минерализации может создаться только при рассмотрении вкрапленной минерализации, однако это ложное впечатление, так как родусит во вкрапленниках является вторичным, развивавшимся либо

метасоматическим путем на месте карбонатов и гипса, либо выпадавшим в пустотах из растворов. Такая же трактовка должна быть распространена и на чешуйки родусита, рассеянные в основной массе вмещающих пород. Допускать разновременность образования жильного и вкрапленного родусита нет никаких оснований. Жилы родусита секут уже сформировавшуюся породу, прошедшую стадию диагенеза, на что указывает почти полная потеря воды глинистыми минералами, которые на кривых нагревания не обнаруживают характерных для них эндо- и экзотермических эффектов. Отчетливо выраженных контактовых изменений возле родуситовых жил не наблюдается, вероятно, вследствие низкой температуры родуситообразующих растворов.

Третий вывод относительно влияния вмещающих пород на появление различных текстурных разновидностей родусита подтверждается всем имеющимся фактическим материалом, однако объяснить его — задача сложная и при современном состоянии изученности едва ли разрешимая. Каких бы взглядов на генезис родусита ни придерживаться — считать ли его продуктом динамометаморфизма (Ahlfeld, 1954), или образованием, возникшим в условиях катазоны из метеорных вод (Чухров, 1946), или же продуктом гидротермальной деятельности (Андреев, Годовиков, 1959)— в любом случае, очевидно, имели место обменные реакции между вмещающими породами и родуситообразующими растворами в процессе их циркуляции. Выше отмечалось, что основные компоненты родусита заимствуются в основном в пределах родуситоносных свит, однако что из каких горизонтов заимствуется и в каком количестве, установить не представляется возможным, так как явные следы преобразования осадков, синхронные с минерализаций, пока не установлены. Опираясь на конечный результат процессов минерализации, можно утверждать, что породы с относительно повышенным содержанием кремнезема способствуют образованию крепкого, как правило, окремненного в мощных жилах и желваках родусита; породы с повышенным содержанием углекислоты вызывают появление рыхлого родусита, а существенно глинистые тонкозернистые породы способствуют возникновению родусит-асбеста высокой прочности.

С целью выяснения влияния химизма осадков на образование тех или иных разновидностей родусита, были выполнены сокращенные химические анализы основных разновидностей пород обоих разрезов, сведенные в табл. 3.

Сравнивая анализы вмещающих пород с анализами разновидностей родусита (Артемов, 1960), можно видеть значительное расхождение в содержании основных компонентов, что позволяет отвергать концепцию образования родусита «in situ» за счет материала непосредственно примыкающих вмещающих пород. Это свидетельствует о миграции компонентов в растворах на большее или меньшее расстояние. При этом происходит, очевидно, дифференциация компонентов, при которой родуситообразующее вещество, заполняющее трещины в песчаниках и алевролитах, обогащается кремнеземом (иногда до 70—80%), а в мергелях и аргиллитах, близко к ним стоящих по содержанию карбонатов, наоборот, обедняется, насыщаясь в то же время углекислотой и кальцием. Подтверждением этому служат встречающиеся нередко карбонатно-родуситовые жилы, прожилки и желваки.

Причину довольно четкой приуроченности родусит-асбеста с высокой прочностью и эластичностью к определенным литологическим горизонтам надо искать, вероятно, в специфике химического и минерального состава аргиллитов, и в характере их физических свойств: пористости, способности к образованию трещин, водопроницаемости и т. д. Наблюдения

Таблица 3

Химический состав пород родуситоносных свит (в вес. %)

Компонент	Свита с повышенной ролью песчаного материала					Свита с повышенной ролью пород смешанного состава				
	Темно-бурый железистый песчаник, обр. 55	Розовато-бурый песчаник, обр. 65	Темно-бурый железистый аргиллит, обр. 68	Розовато-бурый аргиллит, асбестоносный, обр. 80	Серый тонкослоистый алевритовый мергель, обр. 94	Красно-бурый алевролит подстилающий свиты, обр. 203	Серовато-зеленый аргиллит, обр. 220	Серый, тонкослоистый алевритовый мергель, обр. 265	Голубовато-серый массивный аргиллит, обр. 276	Темно-серый тонкослоистый мергель, обр. 437
SiO_2	46,12	46,44	55,72	55,62	33,12	52,64	44,96	44,68	47,58	42,36
R_2O_3	18,94	19,32	23,34	19,98	13,92	22,54	20,74	16,82	18,50	14,32
MgO	1,41	1,00	2,20	1,43	7,20	2,66	6,62	4,65	3,77	3,65
CaO	14,74	13,06	4,62	6,17	18,11	7,02	10,24	12,50	10,81	16,84
Na_2O	5,38	5,66	5,42	5,58	3,82	2,87	1,90	4,50	5,00	3,52
CO_2	2,15	2,86	3,71	4,78	1,58	3,10	2,74	2,77	2,84	2,62
K_2O	11,11	9,90	2,90	4,11	20,38	5,26	8,01	11,41	1,46	14,93
Потери при прок.	0,67	1,84	1,92	1,71	1,66	3,38	4,59	2,13	9,22	1,41
Сумма . . .	100,52	100,08	99,83	99,38	99,79	99,74	99,53	99,56	99,18	99,65
Нерастворимый остаток	69,76	74,34	80,90	82,54	48,26	72,47	60,42	65,80	75,04	59,82
FeO	0,30	0,15	0,15	0,44	1,04	2,07	4,46	0,81	2,06	1,74
Fe (вал)	3,04	1,95	4,18	2,60	3,42	4,34	4,56	3,15	3,53	2,60
Fe_2O_4	4,02	1,63	5,83	3,26	3,74	3,88	1,40	9,70	2,75	1,77
В растворе после обработки 2%-ной HCl при кипячении										
MgO	0,37	0,32	1,37	1,23	6,57	1,09	1,39	1,62	10,10	16,15
CaO	14,04	12,35	3,80	5,61	18,59	6,45	10,11	11,93	0,43	2,03

показывают, что асбест встречается лишь в некоторых разновидностях аргиллитов и совершенно отсутствует, например, в железистых аргиллитах первого разреза, в голубовато-серых песчано-алевритовых аргиллитах и во многих горизонтах вишнево-серых и вишнево-бурых аргиллитов второго разреза. Сравнение химических анализов асбестоносных аргиллитов с неасбестоносными (табл. 4) по существу мало что дает для выяснения причин образования асбеста. Образцы 253 и 415-1, взятые из одного и того же горизонта в одном и том же районе на одном участке (первый — из неасбестоносного участка, а второй — с асбестоносного), имеют почти один и тот же химический состав.

Рентгеноструктурный анализ методом порошкограмм крепкого, рыхлого родусита и родусит-асбеста по предварительному заключению Е. П. Соколовой не обнаруживает заметных различий в их кристаллической решетке. К таким же выводам пришли Ф. В. Сыромятников и Т. А. Сидоренко в ВИМСе, считающие перечисленные разновидности родусита текстурными. Родуситы и другие щелочные амфибол-асбесты с различными физико-механическими свойствами, по данным Ф. В. Сыромятникова и Т. А. Сидоренко, дают различные лауэграммы, причем от

крепких («окаменелых») разностей получаются картины поликристаллического вещества, а от эластичного асбеста — картины монокристаллов.

Таблица 4

Химический состав асбестоносных и неасбестоносных аргиллитов (в вес. %)

Компонент	1	2	3
SiO_2	55,46	46,46	45,96
TiO_2	0,65	0,59	0,58
Al_2O_3	15,40	12,92	12,20
Fe_2O_3	3,93	3,59	4,21
FeO	0,88	2,04	1,46
MnO	2,22	5,48	5,59
CaO	6,02	10,60	10,70
Na_2O	4,45	2,66	3,27
K_2O	4,70	3,48	3,70
H_2O при 105°	1,38	0,09	0,73
CO_2	3,84	10,06	10,47
F	0,16	0,11	0,11
Потери при прокаливании	1,25	2,16	1,17
Итого	100,37	100,38	100,24
За вычетом $O{=}F_2$	100,30	100,33	100,24

1 — обр.47, аргиллит асбестоносный из первого разреза; 2 — обр. 415-1, аргиллит асбестоносный из второго разреза; 3 — обр. 253, аргиллит неасбестоносный из второго разреза; Анализы выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком Б. М. Ковязиной

Эта особенность обусловлена ориентировкой волокон по отношению к оси *c*; в асбесте она более упорядоченная, а в ломких разновидностях волокна наклонены и взаимно пересекаются. Подобное явление заметно также и под микроскопом. Объяснять его надо, очевидно, составом родуситообразующих растворов и условиями кристаллизации из них родусита. Для возникновения асбеста необходима, по нашему мнению, более медленная кристаллизация, которая может иметь место лишь в относительно закрытых системах на поздних этапах процессов минерализации.

В заключение необходимо подчеркнуть, что закономерное распределение различных текстурных разновидностей родусита в зависимости от состава вмещающих пород имеет большое значение в поисковой и разведочной практике. Если в каком-либо районе или на участке отсутствуют породы, благоприятные для образования волокнистого родусита с высокой прочностью, то несмотря на интенсивное развитие родуситовой минерализации вообще, исключается вероятность открытия месторождения родусит-асбеста. Однако учитывая эту закономерность, надо осторожно подходить к оценке перспектив асбестоносности, так как влияние состава пород на распределение родуситовой минерализации в разных районах может проявляться по-разному.

Всесоюзный геологический институт

А. Я. Хмара

СЫСЕРТСКАЯ АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ УРАЛА

ВВЕДЕНИЕ

Антофиллит-асбестовые месторождения Сысертского района Свердловской области до сих пор представляют единственную сырьевую базу кислотоупорного амфибол-асбеста в Союзе. Волокно антофиллит-асбеста, используемое в промышленности пластмасс для производства ряда материалов (фаолита и др.), из которых вырабатываются ответственные изделия для химической аппаратуры, находит все возрастающий спрос в народном хозяйстве. Планируемый рост потребления антофиллит-асбеста в настоящее время недостаточно обеспечен выявленными промышленными запасами.

Расширение сырьевой базы антофиллит-асбеста может идти по двум направлениям: 1) по линии совершенствования технологии обогащения (обеспыливания) коротковолокнистого асбеста (0,25—0,5 *мм*), в настоящее время не используемого, но запасы которого в разведанных рудах втрое превышают запасы относительно длинноволокнистого асбеста (>0,5 *мм*), или (2) за счет выявления новых и доразведки известных месторождений. Для решения первой задачи Уральским геологическим управлением совместно с институтом «Уралмеханобр» проводятся исследования, которые помогут решить эту проблему. Цель настоящего сообщения осветить предпосылки решения второй задачи, основываясь на закономерностях размещения месторождений и локализации в них оруденения.

Сысертское месторождение антофиллит-асбеста было открыто еще в 1765 г. и описано Палласом в 1773 г. Однако вплоть до 1933 г. оно оставалось малоизвестным. После работ сотрудников ВИМСа при участии В. В. Аршинова, впервые детально изучивших геологически и технологически Сысертское месторождение, как само месторождение, так и вся Сысертская асбестоносная провинция непрерывно изучались различными организациями, проводившими поиски, съемку, разведку и тематические исследования. Начиная с 1947 г. здесь производится добыча антофиллит-асбеста. Наряду с большим коллективом работников геологоразведочных организаций здесь систематически проводит исследования Б. Я. Меренков, разработавший ряд важных положений в проблеме генезиса месторождений антофиллит-асбеста.

В настоящее время в Сысертской провинции, располагающейся на площади 1120 $км^2$ в пределах меридионально вытянутой полосы длиной 48 *км*, шириной до 28 *км*, ограниченной на севере р. Каменкой, а на юго-западе оз. Ит-Куль, известно 8 месторождений антофиллит-асбеста и

49 мелких асбестопроявлений. Промышленная значимость установлена для четырех месторождений — Сысертского, Мочаловского, Терсутского и Южно-Калмацкого. Два месторождения (Калмацкое и Копанское) оценены как непромышленные, а Каменушинское и Катайское (а также Терсутское) месторождения разведуются.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЫСЕРТСКОЙ АСБЕСТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Сысертская асбестоносная провинция располагается в пределах западного крыла крупного Сысертского антиклинория. В районе обнажаются древние метаморфизические толщи, возраст которых определяется в пределах от верхнего протерозоя до нижнего палеозоя. В настоящее время Г. А. Гейльман здесь выделяются следующие главнейшие геологические комплексы (фиг. 1).

Шумихинский гнейсовый комплекс мощностью 900—1000 *м*, развитый в юго-восточной части района, сложен главным образом биотитовыми гнейсами с подчиненными им гранито-гнейсами. В периферических частях гнейсового поля в этой толще появляются прослои двуслюдяных, кианитово-слюдяных и гранатово-слюдяных гнейсов.

Черновская амфиболитово-кварцитовая свита мощностью 900—950 *м* слагает широкую меридиональную полосу в центральной части района и стратиграфически согласно налегает на шумихинский комплекс. Эта свита в нижней части сложена преимущественно амфиболитами и биотитово-амфиболовыми гнейсами, тогда как в верхних частях ее развиты кварцитовые, слюдисто-кварцитовые и графитово-слюдисто-кварцитовые сланцы.

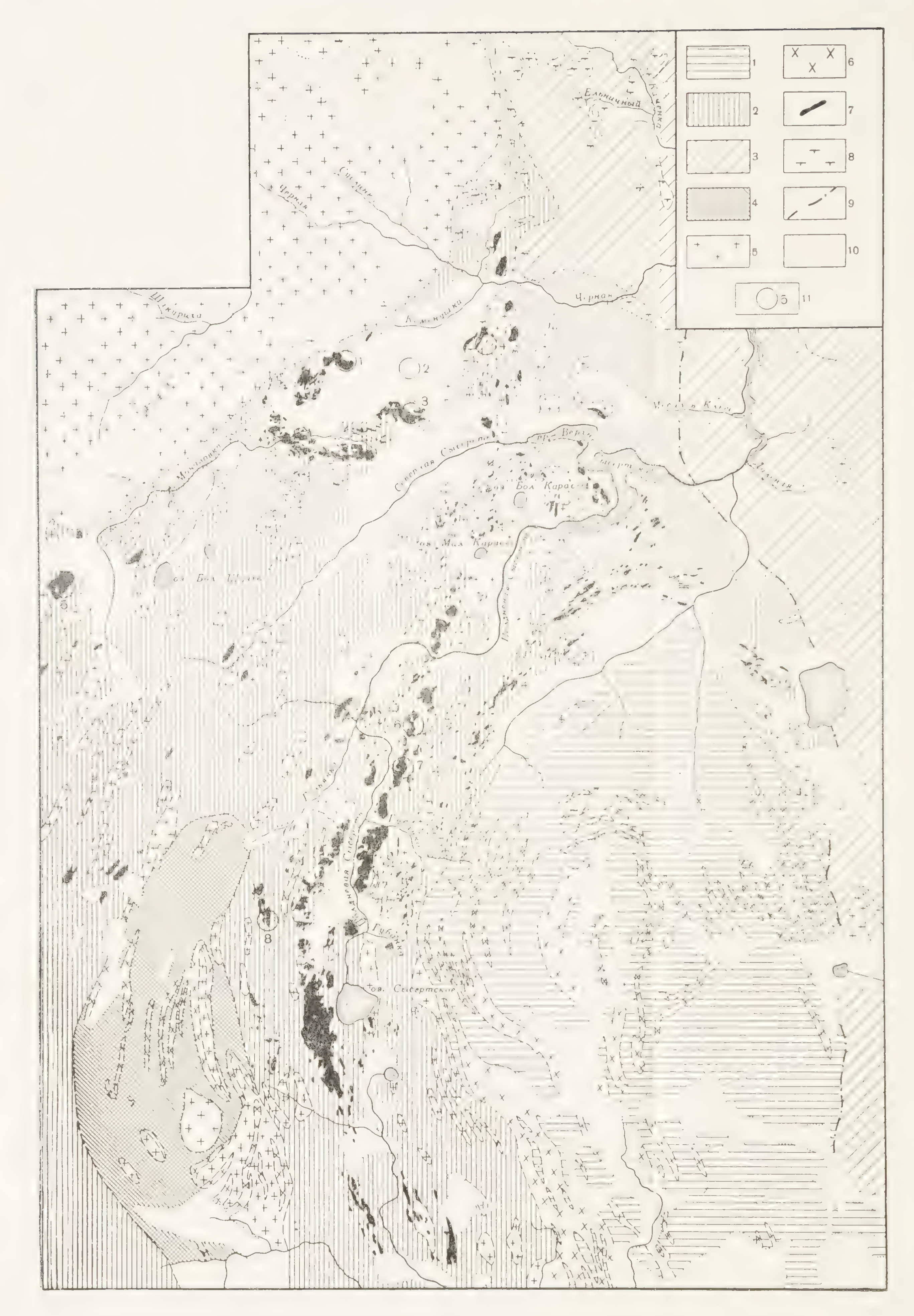
Иткульский метаморфический комплекс распространен в южной части района, сложен породами, литологически близкими к черновской свите — слюдистыми кварцитами с графитом и амфиболитами, наряду с которыми, однако, появляются плагиогнейсы с подчиненными прослоями нормальных гранито-гнейсов, двуслюдяных и кианитово-слюдяных гнейсов.

Сысертская карбонатно-сланцевая свита, развитая в восточной части провинции,— наиболее молодой комплекс района — сложена сланцеватыми амфиболитами и кварцитами с прослоями мраморов и гранатово-биотитовых, гранатово-амфиболовых и биотитово-ставролитовых сланцев и гнейсов. В верхней части этого комплекса развиты относительно слабо метаморфизованные филлитовые сланцы. Суммарная мощность свиты составляет 1000—1100 *м*.

Во всех свитах развиты разнообразные интрузивные породы. При этом относительно небольшие гранитоидные интрузии присутствуют во всех комплексах, тогда как ультраосновные породы приурочены преимущественно к черновской и сысертской свитам; для последней также характерны небольшие меридионально вытянутые тела апогаббровых амфиболитов. В северо-западной части района расположена крупная согласная Сысертская интрузия гранитов и плагиогранитов. Гранитоиды этой интрузии рассматриваются как наиболее молодые палеозойские образования.

Возраст слагающих район пород определяется довольно условно. Карбонатно-сланцевая свита, широко развитая в пределах восточного склона Урала, по Н. Д. Соболеву, относится к верхнему отделу ордовика и ландоверскому ярусу силура. Более древние метаморфические комплексы района в общем виде определяются лишь как доверхнеордовикские (верхнепротерозойско-кембрийские) образования.

Шакдрuха
Мочаловка
оз. Бол. Щучье
5



Фиг. 1. Схема геологического строения Сысертской антофиллит-асбестовой провинции

1 — шумихинский гнейсовый комплекс (биотитовые и двухслюдяные гнейсы с прослоями кианитово-слюдяных и гранатово-кианитово-слюдяных гнейсов); *2* — черновская амфиболитово-кварцитовая свита (амфиболиты, амфиболовые и биотитово-амфиболовые гнейсы, слюдистые кварциты); *3* — иткульский метаморфический комплекс (амфиболово-биотитовые, двуслюдяные и кианитово-слюдяные гнейсы, гранито-гнейсы); *4* — сысертская карбонатно-сланцевая свита (амфиболиты, железистые и графитистые кварциты, гранатово-биотитовые сланцы, кварциты с прослоями мраморов, филлиты); *5* — граниты биотитовые и двуслюдяные; *6* — пегматиты; *7* — метаморфизованные асбестоносные гипербазиты; *8* — тальково-карбонатные и тальковые породы; *9* — тектонические нарушения; *10* — четвертичные отложения; *11* — месторождения антофиллит-асбеста *1* — Сысертское, *2* — Терсутское, *3* — Мочаловское, *4* — Каменушинское, *5* — Катайское, *6* — Калмацкое, *7* — Южно-Калмацкое, *8* — Копанское

Располагаясь на западном крыле Сысертского антиклинория, район в тектоническом отношении состоит из ряда структур, осложненных в свою очередь структурами более высоких порядков. Региональное Черкаскуль-Багарякское тектоническое нарушение отделяет располагающуюся в восточной части района Сысертскую синклиналь, выполненную породами карбонатно-сланцевой свиты, от всех остальных структур района. Наиболее крупные структуры определяются распространением выделенных выше комплексов пород: Шумихинское гнейсовое поле представляет Шумихинскую антиклиналь, соответственно, Иткульская антиклиналь выполнена породами одноименного метаморфического комплекса. Наиболее крупная складчатая структура района — Ташкуль-Верх-Сысертская синклиналь слагается породами амфиболитово-кварцитовой свиты. Сысертский гранитный массив располагается в ядре Осиновской антиклинали.

Положение ультраосновных массивов в тектонических структурах и асбестоносные зоны

Ультраосновные породы в Сысертском районе строго приурочены к двум геологическим комплексам — черновской амфиболитово-кварцитовой и сысертской карбонатно-сланцевой свитам. Обе эти свиты залегают в крупных синклинальных складках. В связи с различным стратиграфическим положением в разновозрастных геологических комплексах находятся разная степень метаморфизма гипербазитов в двух этих свитах и иные закономерности размещения связанных с ними полезных ископаемых.

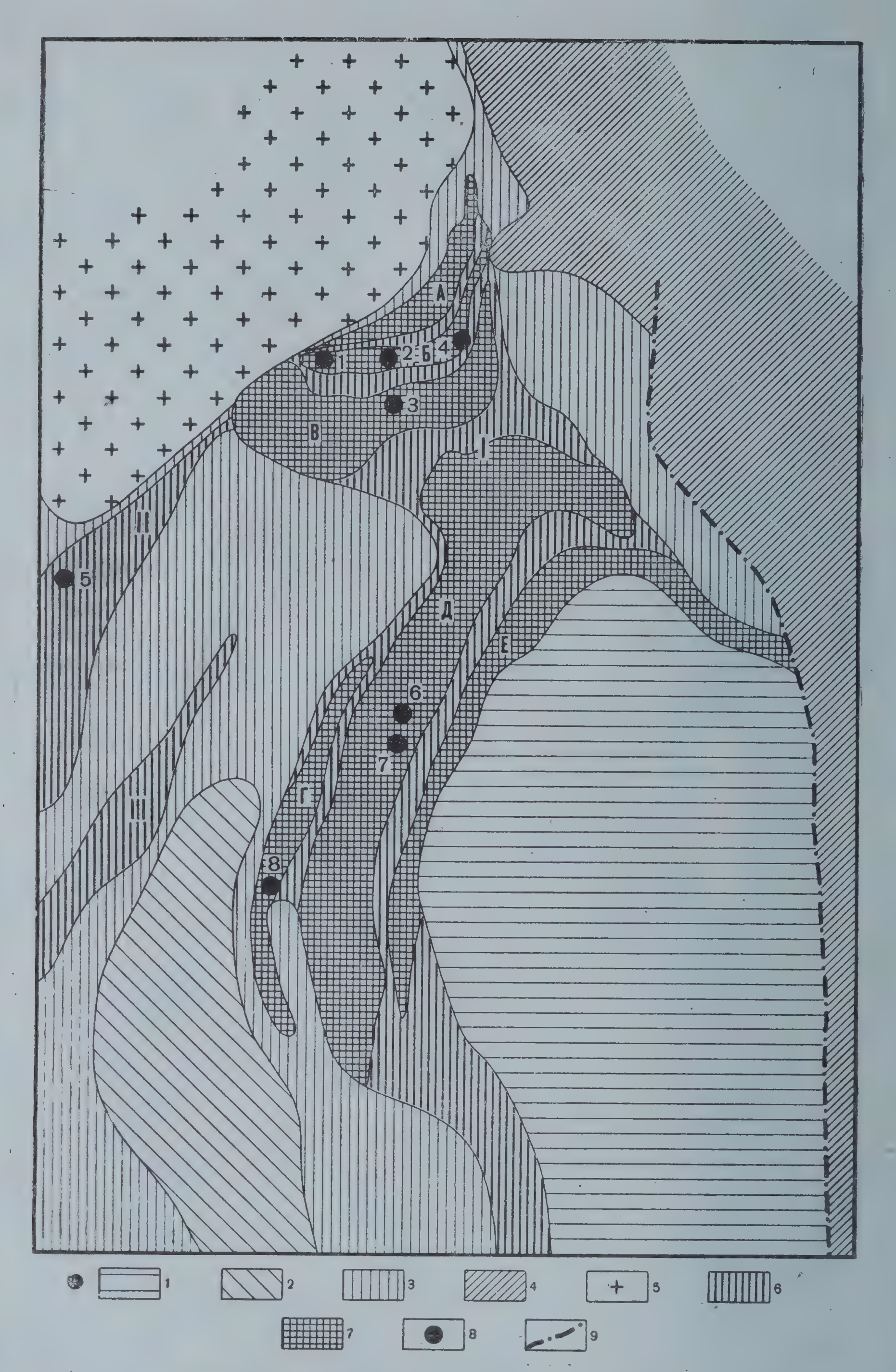
Ультраосновные породы карбонатно-сланцевой свиты слагают относительно небольшие линзообразные тела, залегающие среди амфиболитов, кварцитов и серицитово-кварцевых сланцев. Гипербазиты представлены антигоритовыми серпентинитами, тальково-карбонатными и другими тальксодержащими породами с незначительным количеством реликтовых серпентинизированных дунитов и перидотитов. Метаморфические преобразования ультраосновных пород, по данным Б. Я. Меренкова, состояли в хризотиловой серпентинизации и более поздней перекристаллизации в антигоритовые серпентиниты и местами — в превращении в тальковые породы. С антигоритовыми серпентинитами здесь ассоциируют крупные месторождения талькового камня — Шабровское, Каменское, Марайское, а также Сысертское и Кадниковское месторождения талька.

Ультраосновные породы амфиболитово-кварцитовой свиты имеют различный характер. Здесь развиты вторичные оливиновые, оливиново-энстатитовые, энстатитовые, энстатитово-антофиллитовые породы, в той или иной степени подвергшиеся серпентинизации, отальковании, карбонатизации и окварцеванию. Все вторичные оливиново-энстатитово-антофиллитовые породы, связанные взаимными переходами, по наблюдениям Б. Я. Меренкова, возникли в результате глубокой перекристаллизации антигоритовых серпентинитов. Более поздние хризотиловые серпентиниты, присутствующие здесь, Б. Я. Меренков назвал вторичными в отличие от обычных серпентинитов, возникающих непосредственно за счет перидотитов.

С этим комплексом глубоко измененных ультраосновных пород пространственно и генетически связаны все асбестовые месторождения провинции.

В Сысертском районе выделяются три зоны асбестоносных гипербазитов, приуроченных к определенным структурам. Внутри зон различаются отдельные полосы асбестоносных пород.

Размещение асбестоносных зон и полос показано схематически на фиг.2.



Фиг. 2. Схема размещения асбестоносных зон и полос в Сысертском районе

1 — Шумихинская антиклиналь; *2* — Иткульская антиклиналь; *3* — Ташкуль-Верх-Сысертская синклиналь; *4* — Сысертская синклиналь; *5* — Сысертский гранитный массив; *6* — асбестоносны зоны (*I* — Синарско-Каменская, *II* — Катайско-Щучинская, *III* — Полдневская); *7* — асбестоносные полосы Синарско-Каменской асбестоносной зоны (*А—В* полосы северной части зоны: *А* — северная, *Б* — центральная, *В* — южная; *Г—Е* — полосы южной части зоны: *Г* — западная, *Д* — центральная, *Е* — восточная); *8* — месторождения антофиллит-асбеста: *1*—Сысертское, *2*— Терсутское, *3* — Мочаловское, *4* — Каменушинское, *5* — Катайское, *6* — Калмацкое, *7* — Южно-Калмацкое, *8* — Копанское, *9* — Черкаскуль-Багарякское тектоническое нарушение

Синарско-Каменская асбестоносная зона, названная по оз. Синара, расположенному у ее южного окончания и р. Каменка — у северного, имеет наибольшие размеры и довольно сложное устройство, занимая почти всю площадь Ташкуль-Верх-Сысертской синклинали. Общая протяженность зоны с юга на север 48 *км*, ширина колеблется от 750 *м* у южного окончания до 5 *км* в центральной части и достигает 42 *км* в северной; площадь зоны — 275 $км^2$.

В пределах зоны на большей части площади удается выделить три полосы развития метаморфизованных асбестоносных гипербазитов.

В южной части зоны (от оз. Иткуль на юге до Карасьих озер на севере) три узких извилистых, иногда прерывающихся полосы гипербазитов, вытянутых согласно общему простиранию пород, располагаются в крыльях и вдоль оси синклинали. Гипербазитовые тела здесь залегают среди апопорфиритовых и неопределенного генезиса амфиболитов, биотитово-амфиболовых гнейсов и слюдисто-кварцитовых сланцев. В наиболее крупной полосе шириной 1—2,5 *км*, приуроченной к осевой части складки, известны довольно значительные гипербазитовые тела длиной до 3500 *м* при ширине 500—700 *м*. Западная полоса имеет ширину 200—600 *м* и в северном направлении прослеживается плохо. Восточная полоса шириной 1—2 *км* приурочена к восточному крылу складки и прослеживается от Малого Сысертского озера на юге вдоль контакта с Шумихинским гнейсовым полем, повторяя его контуры, до оз. Багаряк, где постепенно выклинивается.

Проявления антофиллит-асбестовой минерализации известны во всех трех полосах, но месторождения связаны лишь с центральной и западной. К первой из них приурочены Калмацкое и Южно-Калмацкое месторождения, а к западной — Копанские.

В северной части зоны, в области контакта с Сысертским гранитным массивом, гипербазитовые тела, залегающие среди биотитовых и амфиболово-биотитовых гнейсов, развиты на протяжении около 18 *км*. В соответствии с ранними представлениями в этом сильно заболоченном участке гипербазиты располагались концентрически. Однако в результате работ последних лет, проводившихся с применением геофизических методов, установлено, что здесь также можно выделить три полосы, имеющих в западной части субширотное направление (при южном падении пород), меняющееся затем на меридиональное (с почти вертикальным падением пород). В наименее изученной северной полосе шириной 1—2 *км* и общей протяженностью около 15 *км* известен ряд мелких асбестопроявлений. Центральная полоса шириной от 150—500 *м* на западном окончании до 1,0—1,5 *км* в меридиональном участке протягивается на 11 *км*. С Центральной полосой связаны наиболее крупные Сысертское и Терсутское промышленные месторождения антофиллит-асбеста, а также Каменушинское месторождение и ряд асбестопроявлений. К наиболее широкой (2,0—3,0 *км*) южной полосе приурочено крупное Мочаловское месторождение и ряд рудопроявлений — Дубасихинское, Старо-Терсутское и др.

Таким образом, в Синарско-Каменской асбестоносной зоне расположено большинство известных месторождений и асбестопроявлений, в том числе самые крупные промышленные и эксплуатируемые месторождения.

Катайско-Щучинская асбестоносная зона, имеющая длину около 15 *км* при ширине от 200 *м* у северного окончания до 3 *км* — в южной части, примыкает с юго-запада к северной части Синарско-Каменской зоны. В структурном отношении эта зона приурочена к восточному крылу Осиновской антиклинали, в ядре которой находится Сысертский гранитный массив.

Метаморфизованные гипербазиты залегают среди амфиболово-биотитовых и двуслюдяных гнейсов и слюдисто-кварцитовых сланцев, интенсивно интрудированных гранитами. Гипербазиты локализуются в двух узких полосах, вытянутых в северо-северо-восточном направлении. В Катайско-Щучинской зоне расположено небольшое Катайское месторождение антофиллит-асбеста и мелкие Лягушечье и Щучинское асбестопроявления.

Полдневская асбестоносная зона протяженностью около 15 *км* и шириной от 200 *м* в северном окончании до 2 *км* в южной части приурочена к синклинальному погружению, разделяющему Иткульскую и Осиновскую антиклинали. Метаморфизованные гипербазиты залегают здесь на контакте амфиболитов со слюдисто-кварцитовыми и графитово-слюдисто-кварцевыми сланцами. В этой зоне известно небольшое Полдневское месторождение антофиллит-асбеста.

Вне рассмотренных зон в пределах района встречаются лишь единичные очень мелкие тела метаморфизованных гипербазитов и еще реже проявления антофиллит-асбеста, имеющие минералогическое значение.

Строение тел метаморфизованных гипербазитов, взаимоотношения их с вмещающим комплексом и жильной свитой и условия локализации антофиллит-асбеста

Метаморфизованные асбестоносные гипербазиты Сысертского района обычно представляют межпластовые линзообразные тела, вытянутые в направлении общего простирания пород. Эти тела, размеры которых варьируют в широких пределах от 20×50 до 800×3500 *м*, образуют группы сближенных массивов.

Строение тел метаморфизованных гипербазитов характеризуется ясной зональностью. Совершенно отчетливо удается различать общую метаморфическую зональность массивов относительно контакта гипербазитов с вмещающими гнейсами или гранитами и зональность, возникающую на контакте метаморфизованных гипербазитов и поздних жильных гранитов и пегматитов. При значительном сходстве зональности гипербазитов на контакте с ранними гранитами и гнейсами устанавливаются и некоторые отличия ее для двух этих случаев.

Наиболее распространенный тип зональности метаморфизованных гипербазитов в общем виде характеризуется следующей последовательностью зон (от центра к периферии тел):

1) оливиново-энстатитовые ядра; 2) зона серпентинизированных оливиново-энстатитовых пород; 3) отальканованные и карбонатизированные серпентиниты; 4) асбестоносные энстатитово-тальково-карбонатно-антофиллитовые и тальково-карбонатно-антофиллитовые породы; 5) тальково-карбонатные породы; 6) существенно актинолитовые породы; 7) хлоритовые породы; 8) хлоритизированные и биотитизированные амфиболиты и гнейсы. Те или иные зоны проявляются в разной степени и иногда практически выпадают, однако общая их последовательность при этом не нарушается.

Наиболее широко развиты антофиллитовые породы, так что оливиново-энстатитовые ядра на их фоне имеют обычно характер мелких реликтовых останцев. Оливиново-энстатитовые ядра слабо серпентинизированы лишь в самых центральных частях и к периферии постепенно переходят в серпентиниты. Антофиллитовые породы имеют сланцеватое сложение, при этом ориентировка строго подчиняется форме ядер, создавая впечатление обволакивания последних антофиллитовыми породами. Все внутренние зоны, включая хлоритовую, образуются по гипербазитам и обычно имеют постепенные переходы.

Вдоль секущих даек и жил гранитов, не отличающихся по составу от ранних гранитов, возникает зональность, накладывающаяся на любые породы описанной выше серии метаморфизованных гипербазитов. В этой зональности всегда имеются внутренние биотитово-вермикулитовая (преимущественно вермикулитовая) и хлоритовая зоны, развивающиеся по жильной породе. Хлоритовая зона резко сменяется тальковой, образующейся за счет пород гипербазитового ряда. Контакты между вермикулитовой зоной и жильной породой, так же как и переход между хлоритовой и тальковой зонами, резкие, тогда как на границе между хлоритовой и вермикулитовой зонами присутствуют породы смешанного состава. Тальковая зона также имеет постепенные переходы к метаморфизованным гипербазитам. При этом в таких переходных участках совершенно четко устанавливается псевдоморфный характер талька, замещающего энстатит, антофиллит и антофиллит-асбест. Таким образом, зональность на контакте с жильными породами имеет отчетливый пострудный характер.

Антофиллит-асбестовое оруденение занимает совершенно определенное место в зональности первого типа. Оно локализуется в зоне энстатитово-тальково-карбонатно-антофиллитовых и тальково-карбонатно-антофиллитовых пород, сменяющей к периферии гипербазитовых тел зоны серпентинизированных оливиново-энстатитовых пород или серпентинитов. Внутри зоны антофиллитовых пород четко выделяются три различающиеся по структуре подзоны. Ближе к оливиново-энстатитовому ядру располагаются пучковатые породы, сменяющиеся пучковато-звездчатыми, а затем звездчатыми. Все три структурные разновидности антофиллитовых пород асбестоносны. Однако промышленное оруденение в большинстве случаев связано с пучковатыми и пучковато-звездчатыми структурными разностями. Антофиллитовые породы звездчатой структуры практически не несут промышленного оруденения. Особенно богатое оруденение с высоким содержанием наиболее ценного длинного волокна приурочивается к энстатитово-антофиллитовым породам гигантокристаллической структуры (Сысертское месторождение).

Анализ распределения оруденения в крупнейших залежах промышленных месторождений (Сысертского, Мочаловского и Южно-Калмацкого) позволил выявить некоторые общие его черты, по-видимому, характерные для всех месторождений провинции.

1. При неравномерно-гнездовом распределении оруденения как среди залежей асбестовых антофиллитовых пород в целом, так и в пределах контуров промышленного оруденения устанавливается некоторая общая ориентированность гнезд и направления максимальной изменчивости содержания волокна. Гнезда ориентируются длинными осями согласно с общим склонением рудных залежей, а наибольшие изменения в содержании асбеста происходят в направлении, перпендикулярном к максимальной мощности рудных тел.

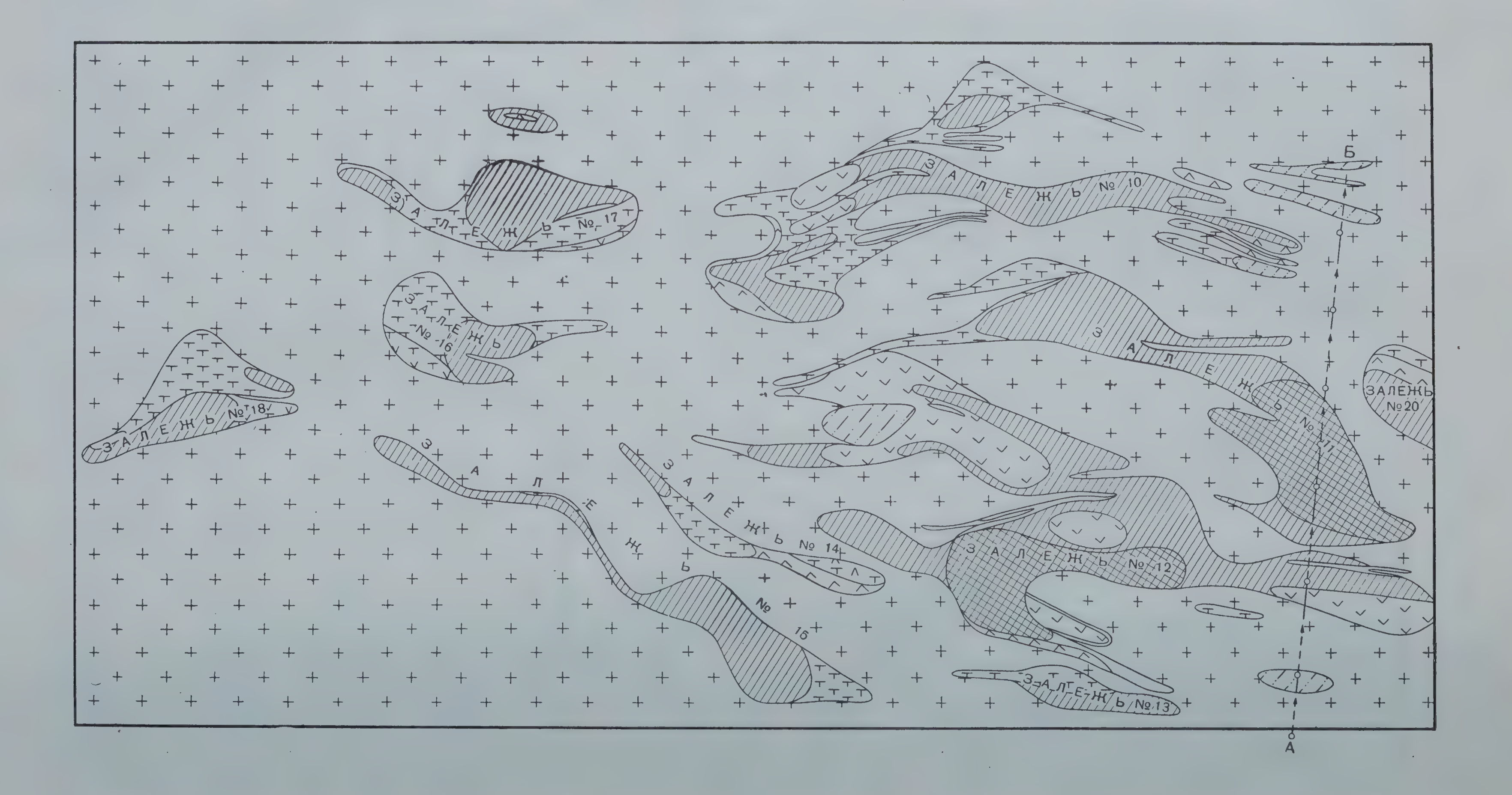
2. Участки промышленного оруденения локализуются преимущественно в висячих боках ядер серпентинизированных оливиново-энстатитовых пород.

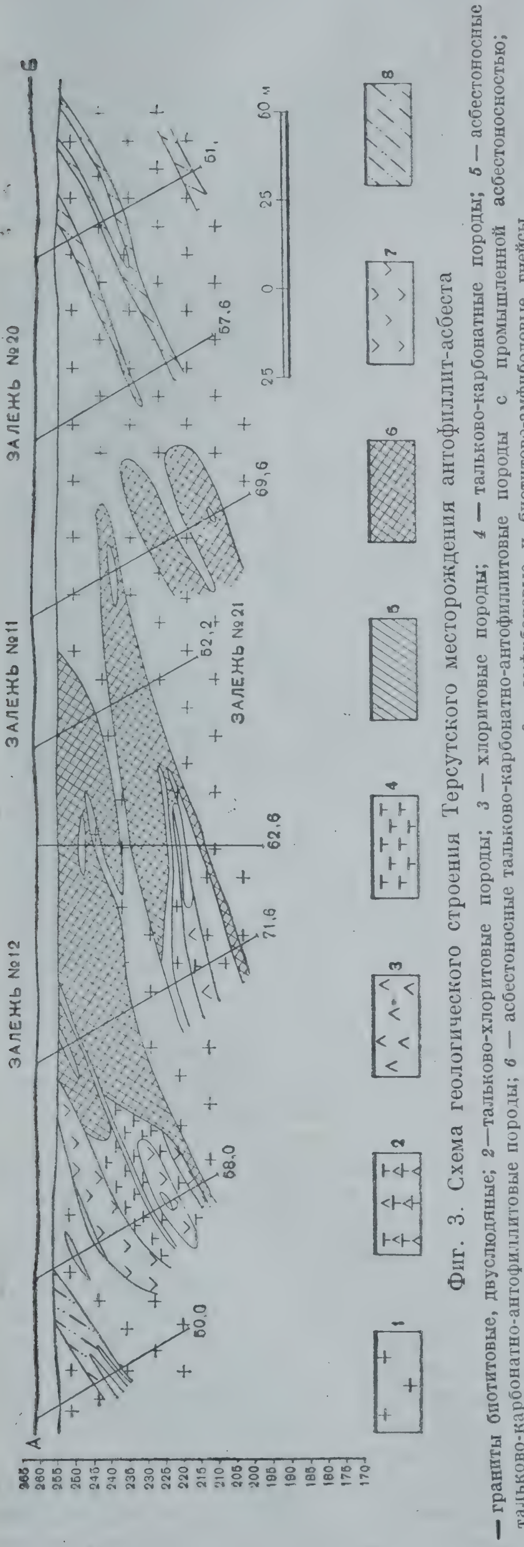
3. Оталькование резко снижает содержание асбеста.

Рассмотрим на примере конкретных месторождений эти закономерности локализации антофиллит-асбеста.

Главнейшие месторождения

К основным промышленным месторождениям антофиллит-асбеста относятся Сысертское, Южно-Калмацкое, Терсутское и Мочаловское. В связи с общностью их геологической позиции рассмотрим кратко лишь


ЗАЛЕЖЬ № 10
ЗАЛЕЖЬ № 11
ЗАЛЕЖЬ № 12
ЗАЛЕЖЬ № 13
ЗАЛЕЖЬ № 14
ЗАЛЕЖЬ № 15
ЗАЛЕЖЬ № 16
ЗАЛЕЖЬ № 17
ЗАЛЕЖЬ № 18
ЗАЛЕЖЬ № 20
А
Б



Фиг. 3. Схема геологического строения Терсутского месторождения антофиллит-асбеста

1 — граниты биотитовые, двуслюдяные; *2* — тальково-хлоритовые породы; *3* — хлоритовые породы; *4* — тальково-карбонатные породы; *5* — асбестоносные тальково-карбонатно-антофиллитовые породы; *6* — асбестоносные тальково-карбонатно-антофиллитовые породы с промышленной асбестоносностью; *7* — серпентинизированные оливиново-энстатитовые породы; *8* — амфиболовые и биотитово-амфиболовые гнейсы

наиболее крупное Сысертское месторождение, а также разведанные в последние годы Терсутское и Южно-Калмацкое месторождения.

Сысертское месторождение, расположенное в крайней западной части Синарско-Каменской зоны, в 300 *м* от обогатительной фабрики, состоит из четырех участков, располагающихся в пределах площади 0,4 *км*^{2}. На месторождении известна группа небольших тел метаморфизованных гипербазитов сложной формы, в общем согласных с вмещающими амфиболово-биотитовыми гнейсами и пересеченных в самых различных направлениях многочисленными дайками мусковитово-биотитовых гранитов, пегматитов и аплитов. Весь комплекс имеет субширотное простирание с южным или юго-восточным падением под углом 30—60°. Мощность даек варьирует от долей метра до 25 *м* (преимущественно 1,0—1,5 *м*). Преобладающее их падение 155—170° под углом 30—80°. Дайки всегда сопровождаются реакционными оторочками.

Среди метаморфизованных гипербазитов наиболее распространены тальково-карбонатно-антофиллитовые породы, занимающие 80—85% их площади. В остальной части наиболее распространены тальково-карбонатные (преимущественно на I участке) и в меньшей степени энстатитово-антофиллитовые и серпентинизированные оливиново-энстатитовые породы; мелкие ядра последних известны лишь на четвертом участке.

Асбестоносность приурочена к тальково-карбонатно-антофиллитовым и энстатитово-антофиллитовым породам.

Они прослеживаются на глубину до 256 *м*, но промышленная асбестоносность проявляется лишь до глубины 70 *м*. Выявлено 46 гнездообразных рудных тел размером от 5×7 до 10×90 *м*. Среди трех структурных типов руд наибольший интерес представляют пучковатые руды первого участка, приуроченные к гигантокристаллическим энстатитово-антофиллитовым породам и дающие наибольший выход длинного волокна (до 13,84%). Пучковатые руды, распространенные на всех участках и хорошо поддающиеся переработке, дают выход волокна до 4—5%. Звездчатые руды, развитые преимущественно на четвертом участке, дают незначительный выход жесткого волокна.

Терсутское месторождение (фиг. 3), выявленное в 1959 г. по материалам магнитной съемки, расположено в 2—4 *км* восточнее Сысертского. В пределах месторождения под рыхлыми торфяными отложениями Терсутского болота мощностью 5—12 *м*, в пределах узкой полосы (150—500 *м*) на протяжении 3 *км* установлено 20 линзообразных тел гипербазитов, залегающих среди амфиболово-биотитовых гнейсов и амфиболитов. При простирании 275—290° толща падает в южном направлении под углом 30—45—55°. Как гипербазиты, так и вмещающие их породы интенсивно инъецированы биотитовыми и двуслюдяными гранитами и плагиогранитами, образующими дайки разнообразной формы и ориентировки. В отличие от остальных месторождений гипербазитовые тела Терсутского месторождения имеют хорошо выраженный пластовый характер с длиной от 40 до 500 *м* при мощности от 1,5 до 63 *м*.

Зональность гипербазитов характеризуется мелкими серпентинизированными оливиново-энстатитовыми ядрами, обычно повторяющими форму всего тела. В некоторых гипербазитовых телах ядра отсутствуют, и они сложены доминирующими на месторождении асбестоносными тальково-карбонатно-антофиллитовыми породами пучковатого и звездчато-пучковатого сложения. Из остальных зон для месторождения характерна устойчивая зона тальково-карбонатных пород, мощность которой часто превышает 10 *м*. Хлоритовая зона, обычно мощностью в несколько сантиметров, иногда увеличивается до 5—10 *м*. При крайней неравномерности распределения промышленной асбестоносности на месторождении в настоящее время выявлено две залежи с балансовыми запасами, позволяющими считать, что это самое крупное месторождение в районе. Наибольшая асбестизация характерна для пучковатых тальково-карбонатно-антофиллитовых пород с пучками антофиллита длиной до 5—7 *см*, дающих лучший выход волокна длиной до 5 и даже 10 *мм*. Содержание волокна больше 0,5 *мм* в промышленных залежах в целом составляет 4,04% (при содержании волокна больше 1,6 *мм* — 1,30%), максимальное содержание волокна — 11,57%.

Южно-Калмацкое месторождение. Месторождение расположено в 28 *км* к юго-западу от г. Сысерти в восточной ветви центральной гипербазитовой полосы южной части Синарско-Каменской асбестоносной зоны. Асбестоносность проявляется в пределах одного относительно крупного и трех мелких линзовидных тел метаморфизованных гипербазитов, согласно залегающих среди биотитово-амфиболовых, амфиболовых и двуслюдяных гнесов и слюдистых иногда сланцеватых кварцитов. Прослеженная длина основного тела гипербазитов составляет 425 *м* при ширине от 110 до 262 *м*; на глубину оно прослежено без заметного выклинивания на 110 *м*. Размеры мелких тел гипербазитов колеблются от 5×15 до 40×200 *м*. Вся толща моноклинально падает на восток-юго-восток под углом 30—60°. Гипербазиты и гнейсы секутся дайками мусковитовых и двуслюдистых гранитов, сопровождающимися жилами пегматита и прожилками кварца. Дайки гранита имеют мощность от до-

лей метра до 20 *м*, мощность пегматитовых и кварцевых жил составляет от нескольких сантиметров до 3 *м*.

Зональность гипербазитовых тел характеризуется довольно полным рядом.

1. Серпентинизированные оливиново-энстатитовые ядра неправильной формы, в краевых частях карбонатизированные и оталькованные; размеры ядер увеличиваются с севера на юг от 5×10 до 140×230 *м*.

2. Зона тальково-карбонатно-антофиллитово-энстатитовых пород сложной формы мощностью от долей метра до 2—3 *м*.

3. Тальково-карбонатно-антофиллитовая зона, наиболее широко развитая на месторождении.

4. Актинолитовые и актинолитово-хлоритовые породы в непосредственном контакте с вмещающими гнейсами и сланцами.

Секущие граниты и пегматиты неизменно сопровождаются типичными реакционными оторочками, состоящими из биотитово-вермикулитовой, хлоритово-вермикулитовой, хлоритовой и тальковой зон, общей мощностью от 0,5 до 10 *м*.

Все тальково-карбонатно-антофиллитовые и энстатитово-антофиллитовые породы в различной степени асбестоносны. Однако в зависимости от характера агрегатов антофиллита содержание кондиционного волокна (>0,5 *мм*) резко меняется. Наибольший интерес представляет расположенная ближе всего к ядрам зона пучковатых пород мощностью от 1 до 20 *м*, в которых пучки призматических кристаллов антофиллита имеют длину от 0,5 до 8 *см*, в среднем 1—2 *см*. Основная масса антофиллитовых пород представлена пучковато-звездчатыми разновидностями, асбестоносность которых далеко не всегда достигает промышленного значения. Располагающиеся в краевых частях гипербазитовых тел звездчатые антофиллитовые породы с радиально-лучистыми агрегатами антофиллита диаметром 0,5—1,5 *см* не несут промышленной асбестоносности.

В пределах основного поля развития тальково-карбонатно-антофиллитовых пород выделяется 28 сложных по форме гнезд, линз или зон, тяготеющих к оливиново-энстатитовым ядрам. Размеры асбестоносных залежей варьируют от 4 × 4 × 8 до 44 × 60 × 90 *м*. Залегают они в приповерхностной части на глубине от 2 до 44 *м*. Содержание асбеста колеблется от 0,39 до 16,98% (в среднем 4,93%).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При современном состоянии изученности антофиллит-асбестовой минерализации в Сысертском районе достаточно четко определились контуры асбестоносной провинции, закономерности размещения месторождений и условия локализации промышленной асбестоносности.

Границы Сысертской антофиллит-асбестоносной провинции в геолого-структурном отношении определяются ее приуроченностью к области распространения определенного геологического комплекса пород — черновской амфиболитово-кварцитовой свиты, выполняющей Ташкуль-Верх-Сысертскую синклиналь и мелкие смежные структуры, которые представляют элементы крупного Сысертского антиклинория. Только в пределах этого комплекса и этих структур развиты древние гипербазитовые тела, претерпевшие метаморфизм определенной интенсивности, соответствующий формированию антофиллитовых пород и их асбестовидных разностей.

Распределение асбестоносных гипербазитовых массивов в пределах провинции контролируется их приуроченностью к трем зонам, соответствующим отдельным структурным элементам района — Ташкуль-Верх-

Сысертской синклинали и сопряженным с ней восточному крылу Осиновской антиклинали и синклинальному перегибу между Осиновской и Иткульской антиклиналями.

В свою очередь асбестоносные зоны имеют поясовое строение и гипербазитовые массивы в них располагаются в двух или трех поясах, вытянутых согласно со структурой. Локализация антофиллит-асбестового оруденения определяется приуроченностью к определенным зонам общей метаморфической зональности гипербазитовых тел, но не связана с многочисленными секущими дайками гранитов и пегматитов, вызывающими отальковапие антофиллит-асбеста.

Учитывая закономерности размещения асбестоносных гипербазитовых поясов, условия локализации антофиллит-асбеста и степень изученности различных участков Сысертской асбестоносной провинции, можно наметить направления дальнейших работ по расширению сырьевой базы антофиллит-асбеста.

Помимо участков, непосредственно примыкающих к разведанной части Терсутского месторождения, наиболее благоприятны в этом отношении центральный пояс в северной части Синарско-Каменской асбестоносной зоны, в частности, геофизические аномалии, выявленные на площади Терсутского и Черновского болот. Кроме того, значительный интерес представляет в целом недостаточно изученная Катайско-Щучинская асбестоносная зона.

Уральское геологическое управление

Ю. Д. Пивенштейн

АМФИБОЛ-АСБЕСТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОКЧЕТАВСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ АКТИНОЛИТ-АСБЕСТА

Выявленное в юго-западной части Кокчетавского антиклинория Ялтинское актинолит-асбестоносное поле представляет наиболее практически ценный объект этого полезного ископаемого в СССР. Своеобразие структуры рудного поля и происхождения актинолит-асбеста должны привлечь внимание специалистов. Знание условий локализации актинолит-асбеста в Кокчетавском антиклинории может помочь обнаружению других месторождений подобного типа в СССР.

В связи с этим рассмотрение вопросов асбестоносности Кокчетавского антиклинория, структуры Ялтинского рудного поля, условий локализации и происхождения амфибол-асбеста представит определенный интерес для читателей.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Изученный автором район находится в юго-восточной части Кокчетавского антиклинория, крупного выступа нижнего геоструктурного этажа, сложенного породами протерозоя и кембрия, прорванными крупными гранитоидными интрузиями. Длинная ось антиклинория вытянута в северо-восточном направлении. Породы фундамента интенсивно дислоцированы и смяты в несколько опрокинутые на северо-запад изоклинальные складки с почти вертикальным падением крыльев. На крыльях антиклинория развиваются наложенные унаследованные мульды. Породы палеозоя — осадки силура, девона и карбона — в таких мульдах также несколько дислоцированы (более интенсивно в бортах депрессий). Общее направление мульд и складчатость палеозойских толщ в них сохраняют простирание складок фундамента. Очень редко мелкие мульды выполнены породами нижнего мезозоя. Стратиграфическое расчленение толщ района вследствие бедности пород фаунистическими остатками носит довольно условный характер.

Наиболее древняя верхнепротерозойская, по Р. А. Борукаеву (1955), уртынджальская вулканогенная серия общей мощностью около 4000 *м* слагает две изоклинальные складчатые структуры фундамента с осями, ориентированными на северо-восток 60—65° (фиг. 1). Уртынджальская серия подразделяется автором на две толщи: нижнюю лавобрекчиевую и верхнюю туфогенно-осадочную, разделенные перерывом.

Нижняя лавобрекчиевая толща мощностью 2000 *м* слагает ядро юго-восточной из двух упомянутых структур — Яновской антиклинали, в северо-западной части осложненной косо ориентированным тектоническим нарушением, обусловившим приподнятость северо-восточного блока.

Верхняя туфогенно-осадочная толща мощностью также около 2000 *м* сложена перемежаемостью туфопесчаников, туфоалевролитов и туфосланцев с редкими прослоями кварцитов и туфоконгломератов. Мощность отдельных однородных прослоев колеблется от 1 до 100 *м*. Эта толща развита преимущественно в пределах Дубровской синклинали — второй крупной структуры района. Дубровская синклиналь осложнена крупным дизъюнктивом в юго-западной части и интрузией габбро-пироксенитов, слагающих лополитообразное тело размером 5 × 7,5 *км*.

Все породы уртынджальской серии обладают кливажом, параллельным осевой плоскости складок, образующим острый угол со слоистостью или совпадающим с ней.

Палеозойские отложения в районе развиты в краевых частях складок фундамента в наложенных мульдах. Корытообразная депрессия шириной около 1,5 *км*, вытянутая на северо-восток 40—45° в пределах северо-западного крыла Дубровской синклинали, выполнена условно ордовикской толщей темно-серых иногда сланцеватых андезитовых порфиритов. В восточной части района расположена Чистопольская мульда, в которой развита силурийская толща мощностью в несколько сотен метров, представленная ритмично переслаивающимися конгломератами, песчаниками и сланцами, а в верхних частях также — горизонтами кислых и средних эффузивов. Наконец, частично заходящая в пределы района на северо-западе Аккан-Бурлукская наложенная мульда выполнена верхнетурнейскими известковистыми песчаниками с редкими прослоями известняков и визейскими песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Общая мощность волнисто дислоцированных отложений карбона около 300 *м*. Все палеозойские породы района имеют мезозойскую кору выветривания мощностью до 80 *м*.

Интрузивные породы в районе развиты весьма ограниченно. Дубровский лополит имеет предположительно нижнекембрийский возраст. Это интрузивное тело характеризуется довольно четкой горизонтальной псевдостратификацией, выражающейся в перемежаемости горизонтов габбро и пироксенитов различной мощности среднезернистого и иногда гигантозернистого сложения. Габбро-пироксенитовая интрузия сопровождается комагматической жильной свитой — дайками лампрофиров, преимущественно локализующимися в пределах лополита, и дайками пород среднего состава, развитыми западнее интрузии.

Другая интрузия, расположенная в северо-западной части района, представлена апофизой Золотоношенского массива додевонских среднезернистых гранодиоритов. Гранодиориты секут породы уртынджальской серии и силурийские отложения, вызывая в них хлоритизацию и графитизацию уртынджальских пород, серитизацию и мусковитизацию силурийской терригенной толщи.

Все породы района прикрыты плащом четвертичных глин и суглинков мощностью до 60 *м*. Местами в пониженных частях рельефа появляются также пестрые слоистые глины миоцена мощностью до 10 *м*. Молодые рыхлые отложения сильно затрудняют геологические исследования, обусловливая необходимость применения при съемке больших объемов буровых и геофизических работ.

АСБЕСТОНОСНОСТЬ РАЙОНА

Асбестоносность района в целом изучена довольно слабо. Тем не менее можно выделить три типа асбестопроявлений, представленных амфибол-асбестом актинолит-тремолитового характера, генетически связанных с различными по возрасту и составу породами.

Наиболее молодое асбестопроявление расположено в северо-западной части района в пределах Аккан-Бурлукской наложенной мульды. Здесь в толще полого залегающих светло-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов визейского яруса выявлено асбестопроявление, названное автором Тындыкским. В аргиллитах и алевролитах в многочисленных мелких трещинках разрыва наблюдается минерализация, преимущественно представленная марказитом и актинолит-асбестом. Длина волокна, часто нормальной прочности, достигает 2 *мм*. Перспективы асбестоносности этого типа не выяснены. Происхождение асбеста в связи с очень слабой измененностью вмещающих пород и отсутствием поблизости каких-либо интрузий, вероятнее всего, следует считать экзогенным. Приуроченность к палеозойским аргиллитам наложенной мульды напоминает отчасти условия локализации родусита Кзыл-Барбосского месторожения. В связи с этим автору представляется наиболее вероятным генезис асбеста тындыкского типа связывать с эпигенезом при воздействии вадозных вод в соответствии с воззрением Ф. В. Чухрова (1946) о происхождении родусита.

Второй тип актинолит-асбестовых проявлений связан с Дубровским лополитом. По составу и свойствам асбест отвечает актинолит-тремолиту с незначительной щелочностью. Прожилки асбеста, приуроченные к трещинам кливажа, при толщине от 1 до 5 *см* протягиваются иногда на расстояние более 50 *м*. Асбест преимущественно продольно-волокнистый с длиной волокна до 120—150 *мм*. Подобного типа асбестоносность, известная в ряде мест Союза, обычно не дает крупных месторождений. При относительно хорошей изученности Дубровского интрузива перспективы обнаружения в нем крупных месторождений асбеста ограничены.

Наибольшее значение имеет асбестоносность третьего типа, приуроченная к наиболее древним породам района — уртынджальской вулканогенной серии. При этом многочисленные асбестопроявления, составляющие Ялтинское рудное поле площадью более 30 *км*^{2}, располагаются лишь в пределах ядра Яновской антиклинали в нижней лавобрекчиевой толще уртынджальской серии. Условия локализации асбеста в пределах всего рудного поля при современной изученности аналогичны выявленным в пределах собственно Ялтинского месторождения, в связи с чем и целесообразно более детально рассмотреть структуру месторождения и четко контролируемые ею особенности размещения асбеста. Поскольку Ялтинское месторождение представляет детально изученную часть рудного поля и пока нет никаких указаний на какие-либо различия в характере асбестоносности месторождения и остальной части рудного поля, есть основания полагать, что вся площадь рудного поля имеет промышленный интерес.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЯЛТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ АКТИНОЛИТ-АСБЕСТА

Месторождение приурочено к ориентированной на северо-восток 50—65° Яновской антиклинали (фиг. 2), сложенной крутопадающей уртынджальской вулканогенной серией. Продуктивная нижняя лавобрекчиевая толща развита в средней части месторождения в ядре антиклинали. С севера и юга она ограничивается полем развития верхней туфогенно-осадочной толщи. В восточной части продуктивная толща уртынджальской серии уходит под базальные конгломераты силурийской толщи, выполняющей чистопольскую мульду.

На всех геологических комплексах месторождения развита древняя мезозойская кора выветривания средней мощностью 10—20 *м*, местами представленная структурными глинами, переходящими на глубину

в зону щебенки. В северо-восточной части месторождения на небольших площадях распространены также пестроцветные глины с марганцовистыми и железистыми бобовинами средней мощностью 8 *м*. Покров четвертичных суглинков и аллювия имеет мощность от 0,1 до 20 *м*. Интрузивные породы на месторождении не встречены.

Поскольку асбестоносность приурочена к уртынджальской серии и связана с составом вмещающих пород, необходимо более детально осветить петрографические особенности этой вулканогенной свиты и в особенности — продуктивной нижней толщи.

Лавобрекчиевая (нижняя) толща уртынджальской серии

Толща имеет циклическое строение разреза. При детальных петрографических исследованиях выявлено два четко различающихся типа вулканогенных пород, каждый из которых представлен рядом определенных структурных разновидностей, чередующихся в строгой последовательности и слагающих в разрезе обособленные вулканические пачки. Один тип — порфиритовые лавобрекчии и туфобрекчии — представлен петрографически однородными вулканическими продуктами, тогда как другой, наряду с обломками порфиритов, в большом количестве содержит также обломки туфогенных пород (смешанные лавобрекчии и туфобрекчии). Рассмотрим детальнее выделенные основные типы вулканогенных пород.

Порфиритовые лавобрекчии и туфобрекчии — грязно-зеленые и зеленовато-серые массивные обломочные породы, сложены в основном овальными оплавленными ляпиллями и бомбами диаметром от 1 *мм* до 1 *м*, сцементированными порфиритовой лавой или тонкими продуктами извержений. Обломки, обычно обладающие трещиноватостью, ориентированной перпендикулярно их длинной оси, представлены исключительно альбитизированным пироксеново-плагиоклазовым порфиритом массивного иногда миндалекаменного строения. Порфировые выделения — главным образом зерна моноклинного пироксена размером до 1 *мм* и реже короткопризматические кристаллы плагиоклаза. Плагиоклаз обычно замещен альбитом и местами сильно серицитизирован и альбитизирован. Микролитовая основная масса состоит из призматического плагиоклаза, небольшого количества авгита и хлоритизированного стекла в интерстициях. В значительном количестве в основной массе развит ильменит (возможно, также титаномагнетит), образующий мелкую сетку игольчатых кристаллов. В миндалинах диаметром от долей миллиметра до 5 *мм* обычно присутствуют карбонат, альбит, эпидот, а иногда хлорит и игольчатый актинолит.

Цемент порфиритовых лавобрекчий представлен массивным порфиритом, состоящим на 50—70% из авгита, плагиоклаза и измененного стекла. Вкрапленники (до 1 *см*) цементирующего порфирита состоят почти исключительно из авгита и лишь в единичных зернах — альбитизированного плагиоклаза. Основная масса сложена неправильными табличками авгита, вытянутыми микролитами альбитизированного плагиоклаза и равномерно распределенным хлоритизированным стеклом. В порфиритовых туфобрекчиях роль цемента играют более тонкие хлоритизированные продукты извержений.

В каждой порфиритовой вулканогенной пачке вверх по разрезу закономерно увеличивается количество обломков, а их размеры уменьшаются. В связи с этим в каждой такой пачке происходит постепенный переход от почти ненарушенных лав через лавобрекчии к туфобрекчиям, а в отдельных случаях к туфам и туфопесчаникам.

Смешанные лавобрекчии и туфобрекчии — зеленовато-серые, местами буровато-красные обломочные породы содержат, помимо обломков порфиритов, также обломки туфопесчаников и туфоалевролитов. Размеры обломков колеблются от 0,1 до 20 *см*. Обломки порфиритов аналогичны присутствующим в первом типе. Обломки туфопесчаника коричневато-серые мелко- и среднезернистые, сланцеватые, состоят в основном из зерен плагиоклаза и обломочков эффузивных пород (иногда окатанных), реже — роговой обманки, сцементированных тонкозернистой хлоритово-кремнистой массой с пылевидными частицами окислов железа. Туфопесчаники довольно интенсивно амфиболизированы (актинолитизированы), альбитизированы и карбонатизированы. Обломки туфоалевролитов, лиловые, сланцеватые, состоят из зерен плагиоклаза, небольшого количества зерен пироксена и мелких призмочек роговой обманки. Очень редко в них содержатся мелкие обломочки пироксенового порфирита. Обломочный материал туфоалевролитов заключен в пелитоморфную массу с распыленными гидроокислами железа.

Характер цемента в вулканогенных породах второго типа аналогичен первому типу: в лавобрекчиях обломки цементируются тем же пироксеново-плагиоклазовым порфиритом, а в туфобрекчиях роль цемента выполняют туфы и туфоалевролиты.

Закономерная смена лав туфогенными породами в разрезах вулканогенных пачек второго типа наблюдается менее четко. Туфопесчаники и туфоалевролиты, слагая обломки — ляпилли и бомбы, вместе с тем спорадически образуют самостоятельные маломощные прослои и линзы.

Туфогенно-осадочная (верхняя) толща

Разрез толщи начинается базальным слоем туфопесчаников, внешне сходных с туфопесчаниками нижней толщи, на которой несогласно залегает верхняя толща. Однако при микроскопических исследованиях обнаруживается их резко различный состав: кроме зерен плагиоклазов и эффузивных пород, здесь появляются обломки зерен кварца, кварцитов, слюдисто-кварцевых и слюдистых сланцев, кварцевых порфиров. Выше залегают плотные туфоалевролиты и туфосланцы, по составу близкие к базальному горизонту, с прослоями и линзами кварцитовидных сланцев и кварцитов. Для последних в ряде случаев отчетливо устанавливается образование за счет замещения туфосланцев. Наряду с таким окварцеванием в верхней толще лишь в незначительном масштабе развиты альбитизация и хлоритизация, что вместе с характером метаморфизма резко отличает туфогенно-осадочную толщу от лавобрекчиевой.

Таким образом, петрографическое изучение уртынджальской серии позволило установить закономерности изменения состава пород в ее разрезе, которые определенным образом объясняют особенности размещения асбеста. Нижняя продуктивная лавобрекчиевая толща состоит из вулканогенных пачек двух типов, каждый из которых отвечает циклам вулканической деятельности разной интенсивности. Тип смешанных лавобрекчий и туфобрекчий, очевидно, характеризует циклы менее напряженной вулканической деятельности с кратковременными периодами ослабления, сопровождавшиеся некоторым переотложением вулканогенного материала. Об этом свидетельствуют спорадические прослои туфогенного материала с окатанными обломками. В целом же каждая пачка (особенно первого типа) соответствует вулканическому циклу, начавшемуся с излияний порфиритовых лав с постепенным усилением взрывной деятельности. В связи с этим в пачках закономерно изменяются и механические свойства пород, определяющие степень их трещиноватости, а следовательно, и характер

путей циркуляции растворов и вместилищ асбеста. Различный характер метаморфизма двух толщ связан не только с их разновозрастностью, но и с различным петрографическим составом. Верхняя толща, в целом более плотная и менее благоприятная для возникновения трещиноватости, чем лавобрекчиевая, отличается от нее и по составу (более кислому), что также могло определять меньшее развитие здесь процессов метаморфизма, приближающихся к зеленокаменным и, очевидно, благоприятных в общем виде для актинолит-асбестообразования.

Структура месторождения

Структура месторождения определяется преимущественно элементами пликативной и связанной с ней дизъюнктивной тектоники, проявившейся при формировании изоклинальной Яновской антиклинали. Яновская антиклиналь имеет круто (под углом не менее 80°) наклоненную на юго-восток осевую плоскость. Простирание складки северо-восточное 50—65°, шарнир ее слабо склоняется в этом же направлении. В юго-западной части месторождения проходит крутое дизъюнктивное нарушение, по которому приподнят северо-восточный блок. Какая-либо связь этого нарушения с размещением актинолит-асбестовых залежей не установлена и его роль в оруденении неясна. Вместе с тем совершенно отчетливо установлена зависимость оруденения от трещиноватости, закономерно ориентированной по отношению к элементам складчатой структуры.

В пределах всего месторождения в породах уртынджальской серии наблюдается интенсивный, почти вертикальный кливаж с азимутом простирания 60°. Этот кливаж, практически совпадающий в крыльях изоклинальной складки с напластованием, — поверхность, ориентированная параллельно осевой плоскости складки. Кроме кливажа, установлено две системы трещиноватости — крутопадающая диагональная и субгоризонтальная. Диагональная система трещин имеет северо-западное простирание 346° с падением к востоку и западу под углами 65—70°. Горизонтальная система трещиноватости, почти строго перпендикулярная к кливажу, имеет азимут простирания северо-восток 60° при углах падения 3—5° (редко до 15°). На диагональных трещинах нередко видны зеркала скольжения, тогда как на горизонтальных они наблюдаются крайне редко. Эти наблюдения, а также изучение морфологии горизонтальных трещин убеждают, что горизонтальные трещины представляют трещины разрыва, а диагональные — скола. Подобное заключение позволяет кинематически интерпретировать картину систем S-поверхностей. Кливаж осевой плоскости, очевидно, представляет кливаж течения в направлении растягивающих усилий, перпендикулярно к которому возникла система трещин разрыва, тогда как диагональная система трещин представляет обычные трещины скола, возникающие при складчатых дислокациях под тем или иным углом к сжимающему тангенциальному усилию.

Изучение трещинной тектоники имеет самое непосредственное отношение к размещению асбеста. Жилы актинолит-асбеста локализуются лишь в трещинах субгоризонтальной системы. Более того, почти все зоны горизонтальной трещиноватости сопровождаются асбестовыми жилами. В сколовых диагональных трещинах, наоборот, ни в одном случае не встречен асбест.

Продуктивная горизонтальная система трещиноватости в поле развития лавобрекчиевой толщи проявилась в общем повсеместно. Однако эти трещины концентрируются в определенных зонах мощностью до 15 *м* (в среднем 5 *м*). Расстояние между трещинами в зонах составляет от долей сантиметра до 0,5 *м*. Замечено, что зоны горизонтальной трещиноватости

достигают наибольшего развития в участках с наименьшим проявлением кливажа, который слабее всего развивается в лаво- и туфобрекчиях с максимальным количеством обломков, усиливаясь как в слабо нарушенных лавах, так и в тонкообломочных туфах. Таким образом, в конечном счете продуктивность и структура месторождения определяются петрографическими особенностями вмещающей толщи, в связи с чем становится ясной роль выявленной цикличности накопления вулканогенных пачек.

Асбестоносность

Промышленная асбестоносность наблюдается лишь в хорошо развитых зонах горизонтальной трещиноватости. Жилы асбеста в таких зонах занимают участки мощностью от 2 до 15 *м*, прослеживающиеся по простиранию пород на расстояния 20—30 *м* и вкрест простирания на 3—8 *м*. Сближенные зоны образуют асбестоносные тела, представляющие собой условно выделяемые блоки с кондиционным содержанием асбеста, которые в свою очередь объединяются в залежи. Под асбестоносной залежью понимается при этом блок продуктивных пород, внутри которого во всех выработках установлена асбестоносность той или иной интенсивности. Таких залежей на месторождении выявлено пять: Северная, Центральная, Первая, Вторая и Третья левобережные. Кроме того, установлено большое количество точек асбестизации, перспективы которых еще не изучены. По вертикали асбестоность прослежена до глубины 200 *м*, однако промышленные жилы в изученных участках в большинстве случаев расположены в интервале 15—100 *м*. Максимальная асбестоносность установлена на глубине около 40 *м*.

В отдельных жилах, составляющих в сумме асбестоносные зоны, асбест распределяется довольно неравномерно и местами почти совершенно вытесняется сопутствующими ему жильными минералами — кальцитом, кварцем, альбитом и др. Эти жилы иногда бывают простыми по строению, относительно прямолинейными, а иногда сложными с неравномерной мощностью и разветвлениями. Простые жилы имеют форму сильно уплощенных линз мощностью от нескольких миллиметров до 0,4 *м*, вытягивающихся длинной осью по простиранию вмещающих пород на расстояние до 10 *м* с поперечным размером 1—5 *м*. В местах выклинивания таких жил в зависимости от мощности они в интервале от 0,3 до 1 *м* расщепляются на несколько тонких жилок. Сложные жилы мощностью от нескольких миллиметров до 0,5 *м* вытягиваются по простиранию на расстояние до 20 *м* при поперечном размере до 8 *м* и на всем протяжении имеют раздувы (до 1 *м*), раздвоения, пережимы и ответвления длиной до 5 *м* и мощностью до 10 *см*. Эти ответвления приурочены к оперяющим трещинам и трещинам других систем и отклоняются от основной жилы под углом от 5 до 45°. В интервалах от 0,3 до 3 *м* в зависимости от мощности жилы в местах выклинивания расщепляются и затухают.

ГЕНЕЗИС АКТИНОЛИТ-АСБЕСТА ЯЛТИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Актинолит-асбест Ялтинского рудного поля ассоциирует в асбестоносных жилах с весьма характерным комплексом минералов. Наблюдения над взаимоотношениями минералов, характером их отложения (так же как и над морфологией жил) позволили однозначно установить, что весь минеральный комплекс жил выполнял полости, отлагаясь в определенной последовательности. Все без исключения асбестовые жилы полиминеральны. Наиболее широко в них распространены, помимо актинолит-асбеста,

кальцит, кварц, альбит, эпидот, в незначительном количестве встречаются аксинит и хлорит. В отдельных участках жилы обычно преобладает один из перечисленных минералов (фиг. 3).

Первым на стенках трещин отлагался альбит в виде мелких пластинчатых кристаллов голубовато-белого, реже розоватого цвета. Альбит частично развивался также метасоматически в зальбандах трещинных полостей. Одновременно или несколько позже выделился эпидот, образующий мелкокристаллические, иногда лучистые темно-зеленые агрегаты. Следующим в полостях трещин отлагался актинолит-асбест. После образования асбеста вблизи участков тектонической нарушенности происходило отложение пластинчатых сиреневых кристаллов аксинита, а в остальных участках жилы отлагался кальцит первой генерации. В «погребах» — раздувах жилы формировались крупные (до 4 *см*) кристаллы голубовато-белого кальцита, ближе к стенкам кальцит отлагался в виде явно шестоватых агрегатов.

На весь этот парагенезис, составляющий первый этап формирования жильного выполнения трещин, налагался в основном метасоматически более низкотемпературный парагенезис — кварц + хлорит + кальцит второй генерации. В результате проявления второго этапа минерализации в зальбандах жил произошли незначительная хлоритизация и более заметные окварцевание и карбонатизация. Кварц также местами отлагался в небольших неправильных гнездах внутри жил, а кальцит второй генерации частично замещал асбест.

Эта последовательность минералообразования на первом этапе местами осложнялась ритмически полосчатым отложением отдельных минералов (обычно асбеста и эпидота), что, видимо, связано с пульсационными изменениями состава растворов, обусловленными, как это обычно полагают, приоткрыванием трещин.

Асбест Ялтинского месторождения имеет белый и голубовато-белый цвет. Волокно обычно полуломкое и представляет интерес преимущественно в связи с его кислотоупорными и фильтрующими свойствами. Под микроскопом асбест бесцветный или зеленоватый; $Ng = 1{,}632$; $Np = 1{,}620-1{,}623$. Формула асбеста, рассчитанная по методу В. С. Соболева, $(Na_{0,22}K_{0,13}Ca_{2,17})_{2,52}\ (Mg_{2,88}\ Fe^{\cdot\cdot}_{1,00}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,47}Al^{\cdot\cdot\cdot}_{0,26})_{4,60}\cdot(OH)_{2,00}\ Al_{0,63}\ Ti_{0,04}\ Si_{7,33}O_{22,00}$ близка к формуле тремолита $Ca_2(MgFe)_5(OH)_2Si_8O_{22}$.

На основании рентгеноструктурных и термических исследований, проведенных в ВИМСе, асбестовое волокно относится к ряду актинолит-тремолита.

Таким образом, асбестоносные жилы имеют облик альпийских жил, выполняющих пустоты, с комплексом минералов, характерных для подобных жил в толщах, испытывающих зеленокаменное изменение при региональном метаморфизме. Своеобразие альпийских жил Ялтинского рудного поля заключается лишь в том, что вместо обычного в таких случаях актинолита здесь присутствует актинолит-асбест. Наблюдения за расположением волокна асбеста, положение которого не зависит от наклона стенок, позволяют предполагать, что актинолит-асбест возник в результате раскристаллизации геля.

Альпийский облик асбестоносных жил находится в соответствии с их генезисом. Участие в формировании этих жил гидротермальных растворов, отщеплявшихся от интрузивных тел, трудно предполагать не только из-за отсутствия поблизости каких-либо интрузий, но и потому, что спектральными анализами в жилах установлено отсутствие элементов, не содержащихся во вмещающих вулканогенных породах. В целом валовый химический состав жил очень близок составу пород лавобрекчиевой толщи. Метаморфизм лавобрекчиевой толщи, соответствующий высокотемпе-

ратурным субфациям метаморфической фации зеленых сланцев, выразившийся в альбитизации, амфиболизации, эпидотизации, карбонизации и хлоритизации основных вулканогенных пород, приводит к образованию минералов, встречающихся в асбестоносных жилах.

Таким образом, автору представляется, что Ялтинское асбестоносное поле возникло в процессе регионального метаморфизма, соответствующего фации зеленых сланцев, а асбестоносные жилы представляют типичные альпийские жилы. Образование асбеста обусловлено благоприятной тектонической обстановкой, позволившей сформироваться и спокойно раскристаллизоваться в полостях относительно крупным скоплениям актинолитового асбогеля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неполные и неравноценные сведения об асбестоносности Кокчетавского антиклинория (в основном лишь его юго-восточного окончания) позволяют выделить два типа асбестоносности, требующих дальнейшего изучения.

Актинолит-асбестоносность, приуроченная к карбоновым алевролитам и аргиллитам верхнего структурного яруса, еще очень плохо изученная, по ряду признаков сходна с родуситовой минерализацией Кзыл-Барбосского месторождения, в связи с чем этот тип асбестоносности следует в дальнейшем изучить более детально.

Актинолит-асбестоносность Ялтинского рудного поля, приуроченная к метаморфизованным протерозойским лавобрекчиям и туфобрекчиям порфиритового состава, как показали уже проведенные работы, имеет серьезное промышленное значение. Установленная закономерная связь асбестоносности с региональным зеленокаменным метаморфизмом пород основного состава обусловливает приуроченность скоплений асбеста к нижней существенно вулканогенной толще уртынджальской серии. Установлена также связь асбестоносности с субгоризонтальной системой трещин разрыва, получающих максимальное развитие в лавобрекчиях и туфобрекчиях с определенной крупностью и количеством обломков. Это создает предпосылки для обоснованного развития дальнейших разведочных работ в пределах Ялтинского асбестоносного поля.

Вместе с тем выявленные условия локализации ялтинского актинолит-асбеста и крупные масштабы уже разведанного месторождения позволяют поставить вопрос о необходимости ревизионно-поисковых работ на актинолит-асбест подобного типа в древних регионально метаморфизованных основных вулканогенных толщах, где при наличии благоприятной тектонической обстановки возможно обнаружение крупных месторождений актинолит-асбеста.

Северо-Казахстанское геологическое управление

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА И ВЕРМИКУЛИТА

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ФЛОГОПИТА И ВЕРМИКУЛИТА

(От редколлегии)

Флогопит — маложелезистая слюда магнезиально-железистого ряда, тогда как вермикулит представляет гидратированные разности флогопита и биотита. Негидратированные слюды — ценнейшее сырье, используемое главным образом в электро- и радиопромышленности. Вермикулит, обладающий способностью вспучиваться при нагревании с образованием легковесного пористого продукта, находит широкое применение в строительстве, термоизоляционном и ряде других производств. Высококачественные разновидности негидратированных слюд представляют ценный объект международной торговли. В связи с бурным развитием отечественной энергетики потребность в слюдяном сырье непрерывно и резко возрастает, при этом ограниченность ресурсов наиболее качественного мусковита, обусловливает прогрессивно возрастающую роль флогопита. Последнее связано также с установленной полной пригодностью флогопита в качестве заменителя мусковита в ряде ответственных применений, а также с выявленной спецификой свойств плотного маложелезистого флогопита, делающей его незаменимым сырьем для некоторых ответственных видов изделий. Особенностью слюды как полезного ископаемого является использование ее в виде естественных кристаллов, причем ценность ее очень быстро снижается при появлении дефектов кристаллов (включений, деформированности) и уменьшении их размеров. В связи с этим конечная продукция слюдяной промышленности составляет ничтожный процент от переработанной горной массы. При обычном промышленном содержании слюды в горной массе порядка 3—4% используется в результате переработки лишь 10—15% добытой слюды, а остальная ее часть составляет мелкоразмерный материал, так называемый скрап, поступающий в отвалы и пока очень слабо использующийся, несмотря на имеющиеся разработанные схемы его переработки для получения искусственных слюдяных материалов. Исследовательскими работами установлена возможность получения синтетического фтористого флогопита, однако это также пока мелкочешуйчатый материал, который не может заменить наиболее ценную крупноразмерную слюду. Из изложенного выше видно, насколько важное дорогостоящее полезное ископаемое представляет флогопит и какое серьезное значение имеют научно обоснованные представления о закономерностях формирования и размещения его промышленных концентраций, особенно крупноразмерных и маложелезистых разновидностей.

Сведения об отечественном флогопите известны в печатной литературе с конца XVIII в., когда впервые была описана слюда из Слюдянского месторождения в Прибайкалье. Однако лишь в послереволюционный период была организована разработка флогопитовых месторождений и проведены

широкие научные исследования, позволившие к настоящему времени выявить важнейшие закономерности формирования и размещения месторождений магнезиальной слюды. Генетические представления о месторождениях флогопита высказывались в литературе неоднократно. А. Е. Ферсман относил флогопитовые жилы Слюдянки к последним стадиям пегматитового процесса. С. С. Смирнов приписывал им гидротермально-латеральсекреционное происхождение. П. В. Калинин считал флогопитовые месторождения жильными образованиями, возникшими за счет гидротермальных контаминированных растворов гранитной магмы и сопровождающимися широким воздействием этих растворов на вмещающие породы. Именно на примере флогопитовых месторождений Д. С. Коржинским впервые были рассмотрены процессы контактово-реакционного метасоматоза, получившие впоследствии такое широкое признание. Д. С. Коржинский, изучавший архейский комплекс Восточной Сибири, пользуясь методом парагенетического анализа минеральных ассоциаций, впервые обосновал также представление о приуроченности флогопитовых месторождений к высоко метаморфизованным архейским толщам фации максимальной глубинности (безгроссуляровой) и высказал предположение о промышленной флогопитоносности Алданского кристаллического массива. Это предположение блестяще подтвердилось открытием в 1939 г. Куранахского месторождения флогопита в Центральном Алдане, а затем выявлением всей крупнейшей в мире Алданской флогопитоносной провинции, насчитывающей ныне более 100 месторождений. Представления Д. С. Коржинского о метасоматическом реакционном происхождении месторождений флогопита на контакте доломитов и алюмосиликатных пород в процессе изучения Алданской провинции подтверждаются все возрастающим количеством фактов. Методика геологического картирования и поисков флогопита на Алдане основана на выделении и прослеживании так называемых продуктивных горизонтов, содержащих метаморфизованные магнезиально-карбонатные породы: доломитовые мраморы, кальцифиры, диопсидиты. Большинство исследователей разделяет представления о контактово-реакционном происхождении флогопита, получившие после первых работ Д. С. Коржинского дальнейшее развитие.

Отдельные исследователи, однако, считают часть флогопитовых месторождений продуктом метаморфизма и перекристаллизации исходных мергелисто-доломитовых пород. В частности, эту точку зрения разделяют Е. С. Швецов и А. П. Механошин, статья которых помещена в настоящем сборнике. Другая группа исследователей Алданских месторождений — Н. Г. Судовиков, Л. В. Климов, Д. А. Михайлов, наоборот, подчеркивая метасоматическую природу всех флогопитсодержащих пород в алданском архее, считает, что промышленные месторождения слюды связаны не с реакционно-метасоматическими образованиями на контакте доломитов и алюмосиликатных пород, а с региональным магнезиально-кальциево-железистым метасоматозом, представляющим один из фронтов гранитизации. Согласно этим представлениям, Mg, Ca и Fe выносятся из любых пород метаморфической толщи в процессе гранитизации и переотлагаются на некотором удалении, образуя метасоматические диопсидово-амфиболовые и флогопитоносные жилы. Подобная генетическая концепция наиболее существенно противоречит взглядам всех остальных исследователей о связи флогопитовых месторождений с горизонтами метаморфизованных доломитов, так как в соответствии с ней флогопитовые месторождения могут быть обнаружены в любых породах на некотором удалении от уровня гранитизации. Таким образом, генетические представления Н. Г. Судовикова и его группы отвергают проверенный многолетней практикой принцип поисковоразведочных работ, основывающийся на

прослеживании продуктивных горизонтов, содержащих доломиты и их метаморфические аналоги.

Генетические концепции и различный подход к проблеме закономерностей размещения флогопитовых месторождений были предметом оживленной дискуссии на конференции, материалы которой публикуются в настоящем сборнике. Все основные взгляды нашли отражение в помещаемых ниже статьях, и читатели имеют полную возможность детально ознакомиться с аргументацией различных исследователей. В редакционном обзоре в связи с этим целесообразно лишь кратко подвести итоги дискуссии. Один из основных аргументов сторонников образования флогопитовых месторождений на фронте базификации заключается в разделении двух типов магнезиальных метасоматитов длительным периодом региональной мигматизации и гранитизации архейских толщ Алдана. Первый тип, образующий на контакте алюмосиликатных пород и доломитов оторочки диопсидовых пород с непромышленной флогопитоносностью, они считают контактово-реакционным, возникшим в процессе первого периода региональной гранитизации, тогда как второй тип — секущие зональные флогопитоносные жилы — признается возникшим после первого этапа мигматизации совершенно независимо от горизонтов доломитов как образование фронта базификации, сопровождающего повторную гранитизацию. Эти представления основываются на фактах пересечения метасоматитов первого типа гранитами, тогда как жилы второго типа, наоборот, часто секут граниты. Подобные соотношения исчерпывающе объясняются и с позиций контактово-реакционной концепции приуроченностью этих двух типов магнезиально-известковых метасоматитов к магматической и послемагматической стадиям, из которых последняя протекает в условиях консолидации гранитов, когда возможно возникновение в них трещин и метасоматическое замещение в твердом состоянии. Представления о региональном распространении магнезиально-кальциево-железистого метасоматоза вне зависимости от доломитовых горизонтов были впервые обоснованы Н. Г. Судовиковым при изучении роговообманково-диопсидово-плагиоклазовых жил, встреченных в различных алюмосиликатных породах в бассейне р. Чуги. Как показали исследования С. П. Мурзаева, подобные жилы, характеризующиеся относительно низким химическим потенциалом магния слагающей их минеральной ассоциации, имеют совершенно иной возраст, чем флогопитовые метасоматиты. На всех же месторождениях и проявлениях промышленного флогопита установлена связь с продуктивными доломитсодержащими горизонтами. При этом некоторая, иногда заметная удаленность от доломитов флогопитоносных зон, располагающихся в алюмосиликатных породах, получает объяснение в связи с установленным метасоматически-инфильтрационным их происхождением, осуществляющимся при значительной миграции вещества. Редколлегия разделяет точку зрения конференции, признавшей более правильной генетическую концепцию контактово-реакционного происхождения месторождений флогопита. Эта концепция хорошо увязывается с реальным фактическим размещением месторождений в пространственной связи с продуктивными горизонтами и хорошо объясняет наблюдающуюся на них метасоматическую зональность. Вопрос же о количестве продуктивных горизонтов в архейской толще, изучение стратиграфии которой представляет исключительно трудную задачу, в процессе дальнейших исследований, естественно, будет уточняться.

Использование частных закономерностей формирования месторождений флогопита в процессе контактово-реакционного метасоматоза представляет значительный практический интерес. Так, установление типов метасоматических колонок позволяет по наличию на поверхности одной

из метасоматических зон предполагать ослюденение на глубине и, таким образом, прогнозировать поиски скрытых флогопитоносных тел. Эта методика, пока только намечающаяся, должна получить дальнейшее развитие и практическую проверку. Методом парагенетического анализа установлена связь важнейшего качественного показателя флогопита — железистости — с присутствием в метасоматической зональности определенных минералов. Так, наличие паргаситсодержащих зон в метасоматических колонках свидетельствует о высокой железистости флогопита. Установленное метасоматически-инфильтрационное происхождение флогопитоносных пород позволяет предварительно оценивать железистость флогопита по общей железистости всего вмещающего комплекса. Подобные критерии локализации плотного маложелезистого флогопита необходимо шире использовать в практической деятельности промышленных и геологоразведочных организаций в связи с повышенной ценностью этого типа сырья.

В процессе формирования месторождений флогопита совершенно особое место занимает проблема образования гигантских кристаллов слюды, для разрешения которой мало что дают общие представления о контактово-реакционном происхождении флогопита. В статьях, помещенных ниже, авторы несколько различно подходят к этому вопросу. В статьях Н. Т. Чулкова и В. Н. Янчуковского, Г. Ф. Боголюбовой и А. Н. Боголюбова основной упор делается на влияние структурного фактора, обусловившего формирование вместилищ для скоплений крупнозернистого флогопита. Здесь следует отметить некоторую неточность в представлениях Н. Т. Чулкова и В. Н. Янчуковского, трактующих главную флогопитоносную полосу Слюдянского слюдоносного поля как возникшую в результате поперечного сжатия. Скорее верны ранее высказанные представления о возникновении этой структуры в условиях продольного сжатия с изгибом. Весьма интересны взгляды Г. Ф. Боголюбовой и А. Н. Боголюбова, освещающие роль структурного фактора в размещении флогопитоносных тел, которые могут свидетельствовать о возникновении в флогопитоносных полях Алдана полостей, благоприятных для роста крупных кристаллов, по определенной системе трещин, как это отмечается на Слюдянке. Подобные соотношения отмечаются также в статьях А. А. Маракушева, Ким Мин Себа и Ким Хак Дзе и М. А. Лицарева. В этих последних статьях, однако, делается упор на образование крупных кристаллов на фронте растворения и переотложения материала в поздние стадии метасоматического процесса. Видимо, дальнейшее изучение влияния структурного фактора и роли частичного растворения метасоматитов вдоль некоторых структурных линий позволит ближе подойти к решению этого важного и пока окончательно не выясненного вопроса.

Помимо месторождений флогопита, связанных с древними метаморфизованными магнезиально-карбонатными комплексами, в нашей стране выявлены впервые в мире крупные промышленные скопления флогопита в комплексах щелочных ультраосновных пород. Эти флогопитовые месторождения, формирующиеся в условиях автометасоматоза при воздействии послемагматических щелочных растворов на ультраосновные породы, содержат относительно высокожелезистую слюду, менее интересную по свойствам в практическом отношении, однако слагающую иногда очень крупные рудные тела. В статье Е. М. Эпштейна рассматриваются условия формирования и локализации флогопитовых месторождений этого типа, выделяемых автором в новую формацию автореакционных скарнов. Размещение подобных месторождений контролируется приуроченностью дифференцированных щелочных ультраосновных плутонов к платформенным областям или областям завершенной складчатости. Интересно

отметить, что гигантокристаллический флогопит формируется здесь в отличие от ранее рассмотренной формации в условиях фации относительно малой глубинности (монтичеллит-геленитовой), преимущественно в зонах повышенной трещиноватости и брекчирования, занимающих определенное положение в структуре дифференцированных плутонов.

В статьях сборника рассматриваются известные и потенциальные флогопитоносные провинции, намечаются перспективные площади для поисков месторождений формации магнезиально-карбонатных комплексов — регионы архейских толщ Украинского кристаллического массива, Юго-Западного Памира, выступов фундамента по окраинам Сибирской платформы, а также — формации щелочных ультраосновных пород Карело-Кольского, Восточно-Саянского и Алданского регионов.

Проблема вермикулита в СССР до настоящего времени не получила широкого освещения. Известные месторождения до сих пор по существу не эксплуатируются. Между тем опыт широкой эксплуатации месторождений вермикулита за рубежом свидетельствует о большом промышленном значении этого полезного ископаемого. В связи с относительно слабой изученностью отечественных месторождений вермикулита в широко распространенные представления об их генезисе за длительный период времени не было внесено каких-либо дополнений, и они традиционно считались гидротермально-метасоматическими образованиями, иногда — продуктами метаморфической дифференциации на контакте пегматитов и ультраосновных пород. В последние годы исследованиями П. П. Токмакова была выявлена явная связъ гидратизации слюд с древней корой выветривания на месторождениях Кольского полуострова и Урала. Убедительный материал по изменению свойств вермикулита с глубиной и переходу его в нижних горизонтах в негидратизированный флогопит, по-видимому, впервые однозначно и обоснованно подтвердил гипергенное происхождение вермикулита за счет первичных слюд метасоматитов. Месторождения вермикулита известны в комплексах щелочных ультраосновных пород, а также на контактах разновозрастных щелочных пород и гипербазитов. Это в свою очередь позволяет ожидать выявления месторождений железистого флогопита, связанных с последним типом, которые в определенных условиях могут представить интерес как объект эксплуатации совместно с вермикулитом. При дискуссии по вопросу о генезисе вермикулита мнения участников конференции разделились и для части месторождений осталось недоказанным гипергенное происхождение вермикулита. Однако теперь уже с несомненностью можно утверждать, что все наиболее крупные скопления вермикулита связаны с древними корами выветривания, и, таким образом, закономерности размещения вермикулитовых руд определяются сочетанием условий образования первичных гипогенных скоплений слюд флогопитово-биотитового ряда и наложением на них кор выветривания. Следует заметить, что к вермикулиту в практике относится не только гидратизированный флогопит, но и биотит. Из зарубежного опыта известна эксплуатация выветрелых биотитовых сланцев в качестве источников вермикулита. В разрушенных горизонтах древних кор выветривания таких сланцев практически целесообразным оказывается освоение пород с вермикулитизированной слюдой при относительно небольших ее содержаниях и довольно мелких размерах кристаллов. Это положение сильно расширяет перспективные на вермикулит области.

Большая часть статей этого раздела сборника посвящена наиболее важной формации флогопитовых месторождений метаморфизованных магнезиально-карбонатных комплексов. В статье М. А. Лицарева рассматривается флогопитоносность СССР в целом с элементами предварительного

прогнозирования, при этом упор делается на закономерности формирования и типизацию месторождений флогопита, связанных с древними доломитовыми толщами. Особое значение здесь имеет освещение условий формирования ценных разностей плотного маложелезистого флогопита. В статье Е. С. Швецова и А. П. Механошина рассмотрена детально крупнейшая Алданская флогопитоносная провинция. Статьи Н. Г. Судовикова, Л. В. Климова, Д. А. Михайлова и С. П. Мурзаева носят дискуссионный характер и отражают различный генетический подход к проблеме закономерностей размещения алданских месторождений флогопита. В кратком сообщении Л. В. Климова приводится интересный материал о докембрии Антарктиды и признаках его слюдоносности, совершенно аналогичных известным в других древних щитах. Статья Г. Ф. Боголюбовой и А. Н. Боголюбова на примере отдельных флогопитоносных полей Алдана трактует вопросы структурного контроля ослюденения и методику комплексного картирования рудных полей с применением геофизических методов. В статье Н. Т. Чулкова и В. Н. Янчуковского приводится детальный анализ структур Слюдянского флогопитоносного района, рассматриваются критерии локализации флогопита, дается перспективная оценка флогопитоносности и методические указания по ее выявлению. Статья Е. М. Эпштейна посвящена рассмотрению новой формации флогопитовых месторождений, приуроченных к автореакционным скарнам комплексов щелочных ультраосновных пород, в основном на примере Гулинского плутона. В статье П. П. Токмакова преимущественно на примере месторождений Кольского полуострова и Урала рассматриваются закономерности формирования и размещения флогопитово-вермикулитовых месторождений комплексов щелочных ультраосновных пород. Заключительная статья раздела, написанная П. П. Боровиковым и И. А. Львовой, трактует вопросы генетической типизации месторождений вермикулита и некоторые вопросы их прогнозирования.

М. А. Лицарев

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на сравнительную распространенность флогопита в природе, промышленные месторождения этого минерала чрезвычайно редки. Поэтому знание закономерностей размещения флогопитовых месторождений в земной коре имеет огромное значение не только для рационального направления поисковых работ в заведомо флогопитоносных районах, но также и для обоснованного прогноза новых флогопитоносных регионов.

На территории Советского Союза известны две флогопитоносные геологические формации: а) формация флогопитовых месторождений магнезиально-карбонатных комплексов; б) формация флогопитовых месторождений в комплексах ультраосновных-щелочных пород. Они резко различаются как по условиям образования и размещения месторождений в земной коре, так и по промышленной значимости в народном хозяйстве.

До настоящего времени флогопитодобывающая промышленность СССР базируется исключительно на месторождениях магнезиально-карбонатных комплексов. Эти месторождения давно эксплуатируются и сравнительно хорошо изучены. Разведанные запасы флогопита в месторождениях магнезиально-карбонатных комплексов составляют около 72% общесоюзных балансовых запасов (по состоянию на 1 января 1959 г.).

Флогопитовые месторождения в комплексах ультраосновных-щелочных пород, обнаруженные лишь в последние годы, изучены слабо и пока не разрабатываются. Но по разведанным запасам флогопита, достигающим 28% общесоюзных балансовых запасов (по состоянию на 1 января 1959 г.), и имеющимся перспективам, формация этих месторождений, вероятно, явится в ближайшем будущем важной сырьевой базой флогопитодобывающей промышленности наряду с формацией месторождений магнезиально-карбонатных комплексов.

В настоящей статье, написанной по результатам многолетних исследований флогопитовых месторождений СССР с учетом обширных материалов геологоразведочных и эксплуатационных работ, а также литературных данных, главное внимание обращено на рассмотрение закономерностей образования и размещения флогопитовых месторождений магнезиально-карбонатных комплексов. При этом затрагивается ряд проблемных вопросов прогноза флогопитоносности, образования и локализации маложелезистого флогопита. Некоторые из этих вопросов требуют дальнейшего обоснования и развития. Значительно меньше внимания вследствие недостаточной изученности уделяется формации флогопитовых месторождений в комплексах ультраосновных-щелочных пород. Несмотря на большой

интерес, проявляемый к этим месторождениям, в статье приводится лишь краткая характеристика формации, составленная по литературным данным. Более полные сведения по отдельным месторождениям этого типа можно найти в работах Е. М. Эпштейна, П. П. Токмакова и других авторов, опубликованных в настоящем сборнике.

ФОРМАЦИЯ ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИАЛЬНО-КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Рассматриваемая формация флогопитовых месторождений объединяет на территории СССР три флогопитоносных района: Южную Якутию, Южное Прибайкалье и Юго-Западный Памир (фиг. 1). Основные вопросы геологии и флогопитоносности этих районов освещены в работах ряда авторов (Коржинский, 1933, 1936_{1-2}, 1947, 1955_1; Фролова и Клековкин, 1945; Калинин, 1939_{1-3}, Сулоев, 1939; Ронентон, 1960; Клунников и Попов, 1936; Маслеников, 1955; Лицарев, 1961 и др.). Однако по характеру задач настоящей статьи краткое рассмотрение этих вопросов представляется здесь необходимым.

Обзор флогопитоносных районов СССР

Южная Якутия

Обширная территория Южной Якутии, расположенная между реками Чуга (на западе), Учур (на востоке), Алдан (на севере) и Хатыми (на юге), является важнейшей в СССР флогопитоносной провинцией, насчитывающей свыше ста флогопитопроявлений. Геологическое строение этого района, входящего в состав Алданского щита, характеризуется наличием двух четко выраженных геолого-структурных ярусов: нижнего, сложенного мощной толщей сильно дислоцированных архейских метаморфических пород, обильно инъецированных архейскими гранитами, и верхнего — представленного нижнекембрийскими морскими и среднеюрскими континентальными отложениями, спокойно залегающими на пенепленизированном архейском фундаменте и вмещающими многочисленные послеюрские интрузии. Все флогопитопроявления Южной Якутии приурочены к архейскому гранито-гнейсовому комплексу. Метаморфическая толща архея Алданского щита подразделяется, как известно, на три литологически различные серии (снизу вверх): иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую.

Иенгрская серия характеризуется разнообразием состава слагающих ее пород. К нижним частям серии приурочены кварциты, а также силлиманитовые, гранатовые и кордиеритовые гнейсы, сменяющиеся вверх по разрезу чередованием различных гнейсов и кристаллических сланцев: биотитовых, биотитово-амфиболовых, биотитово-гранатовых, биотитово-гранатово-силлиманитовых, гиперстеновых, пироксеново-амфиболовых и др. Верхняя часть иенгрской серии (федоровская свита) сложена биотитовыми, амфиболовыми, биотитово-амфиболовыми, пироксеново-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, амфиболитами, мраморами, кальцифирами и различными метасоматическими породами.

Тимптонская серия отличается сравнительным однообразием и сложена в основном гиперстеновыми гнейсами и кристаллосланцами; подчиненную роль играют пироксеново-амфиболовые и оливинсодержащие кристаллосланцы с маломощными прослоями амфиболитов, плагиогнейсов и гранулитов. В верхних частях разреза серии преобладают гранатовые

Фиг. 1. Схема размещения флогопитоносных и благоприятных в отношении флогопитоносности геолого-структурных районов на территории СССР

1 — флогопитоносные районы формации месторождений в древних магнезиально-карбонатных комплексах: *I* — Южная Якутия (Алданский щит), *II* — Южное Прибайкалье (архейский антиклинорий в поднятии Байкальскоого складчатого комплекса), *III*—Юго-Западный Памир (докембрийское ядро антиклинальной зоны Южного Памира); *2* — благоприятные в отношении флогопитоносности районы формации месторождений в древних магнезиально-карбонатных комплексах: *IV* — Анабарский массив, *V* — Украинский щит, *VI* — южная часть Енисейского поднятия, *VII* — главный антиклинорий Восточного Саяна, *VIII* — архейские ядра в поднятиях Байкальского складчатого комплекса (Забайкалье); *3* — флогопитоносные районы формации месторождений в комплексах ультраосновных-щелочных пород: *IX* — Маймеча-Котуйская провинция ультраосновных-щелочных пород; *4* — благоприятные в отношении флогопитоносности районы формации месторождений в комплексах ультраосновных-щелочных пород (провинции ультраосновных-щелочных пород): *X* — Анабар Оленекская, *XI* — Алданская, *XII* — Енисейская, *XIII* — Байкальская, *XIV* — Присаянская, *XV* — Сихотэ-Алинская, *XVI* — Уральская, *XVII* — Карело-Кольская

и силлиманитово-гранатовые гранулиты, гранатово-гиперстеновые плагиогнейсы и пироксеновые амфиболиты. Мраморы и кальцифиры редки.

Джелтулинская серия сложена биотитово-гранатовыми и гиперстеновыми гранулитами, пироксеново-плагиоклазовыми кристаллосланцами или гнейсами, амфиболитами, мраморами, кальцифирами и метасоматическими породами. Общая мощность метаморфических толщ Алдана около 22 *км* (Фролова и Клековкин, 1945).

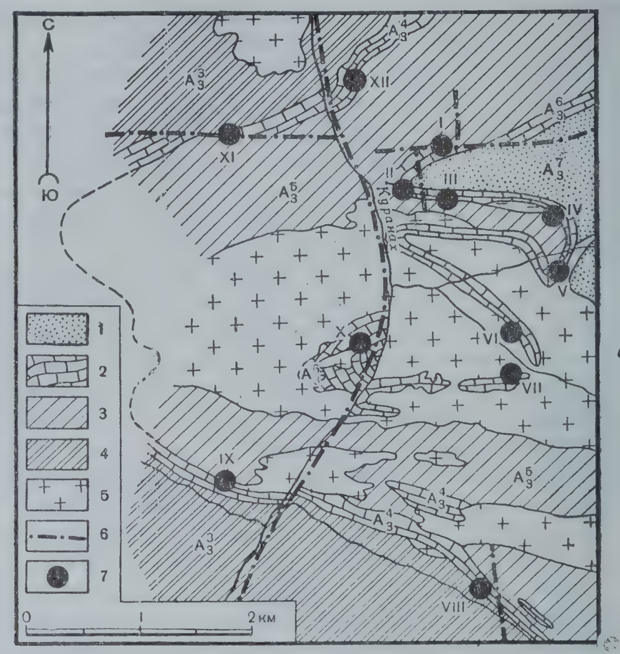
Породы Алданского щита подверглись интенсивной мигматизации и гранитизации, в связи с чем получили широкое распространение различные инъекционные гнейсы и мигматиты. Среди архейских изверженных пород, прорывающих метаморфический комплекс, преобладающая роль принадлежит гранитам, представленным главным образом аляскитами, наряду с которыми встречаются плагиоклазовые, биотитовые, субщелочные (диопсидовые) и другие разновидности.

Архейский комплекс Алдана образует систему крупных складчатых структур, осложненных складками более высоких порядков (вплоть до плойчатости) и разрывными нарушениями. Полная раскристаллизация и крупнозернистость пород архейского комплекса указывают на исключительную глубинность их метаморфизма. Д. С. Коржинский показал (1940, 1945, 1947), что метаморфизм и гранитизация архейского алдано-слюдянского комплекса пород протекали в условиях ультраабиссальной фации глубинности, названной фацией гиперстеновых гнейсов (по широкому развитию гиперстеновых гнейсов), или «алданской» фацией. Флогопитовые месторождения Алданского щита связываются большинством исследователей с породами иенгрской и джелтулинской серий архея, хотя некоторые авторы относят часть месторождений к тимптонской серии. Несмотря на отсутствие единства у исследователей по этому вопросу и независимо от серии пород, все алданские месторождения флогопита локализуются в пределах так называемых продуктивных горизонтов (Фролова и Клековкин, 1945), обязательной составляющей которых являются доломиты или заместившие их кальцифиры, шпинелево-пироксеновые, пироксеновые и другие метасоматические породы. Кроме того, в состав продуктивных горизонтов входят прилегающие к доломитам алюмосиликатные породы (гнейсы, кристаллосланцы, граниты, пегматиты), а также продукты метасоматоза этих пород (флогопитово-пироксеновые, шпинелево-пироксеновые и другие метасоматические породы). Наблюдения показывают, что в пределах продуктивных горизонтов флогопитовые месторождения встречаются только в участках с обильными интрузиями гранитов (пегматитов). Размещение месторождений в таких участках контролируется: зонами непосредственного контакта алюмосиликатных пород с исходными доломитами и зонами разрывных нарушений, пересекающих контакты исходных доломитов с алюмосиликатными породами.

Наиболее наглядным примером пространственной связи флогопитопроявлений с магнезиально-карбонатными породами могут служить месторождения Куранахской группы, расположенные в среднем течении р. Куранах. Все месторождения этого района приурочены исключительно к контактовым зонам алюмосиликатных пород с доломитами или кальцифирами (фиг. 2). Здесь также отчетливо выражена и пространственная связь флогопитопроявлений с магматическими породами: на месторождениях широко распространены граниты (особенно аляскиты) и гранит-пегматиты. Для большинства других месторождений Алдана (Таборное, Дур, Безымянное, Верхне-Кирбиконское и др.) характерны аналогичные условия залегания. Исключение составляют лишь отдельные месторождения (Встречное, Леглиерское и др.), на которых магнезиально-карбонатные породы не известны. Однако на таких месторождениях или вблизи от них

почти всегда устанавливаются аподоломитовые пироксеновые, шпинелево-пироксеновые и другие метасоматические породы.

Флогопитоносные тела алданских месторождений, представленные гнездами, жилами и сложными образованиями, локализуются главным образом в шпинелево-пироксеновых и пироксеновых[1] породах; крупные



Фиг. 2. Схема размещения флогопитовых месторождений на площади Куранахского флогопитоносного поля (Южная Якутия). Схема геологического строения района месторождений — по Б. П. Фоменкову (1958)

1 — пироксеново-амфиболовые сланцы; *2* —мраморы, кальцифиры; *3* — амфиболово-пироксеновые и гиперстеновые гнейсы; *4* — пироксеново-амфиболовые, гиперстеновые гнейсы и мигматиты; *5* — граниты и пегматиты; *6* — разрывные нарушения; *7* — месторождения флогопита (*I* — Зимнее, *II* — Угольное, *III* — Структурное, *IV* — Предвиденное, *V* — Поисковое, *VI* — Колтыкон-I, *VII* — Колтыкон-II, *VIII* — Верхне-Террасное, *IX* — Студенческое, *X* — Старо-Дражное, *XI* — Тунгусское, *XII* — Трудное). A_3^3 — нижний гнейсовый горизонт; A_3^4 — нижний продуктивный горизонт; A_3^5 — средний гнейсовый горизонт; A_3^6 — верхний продуктивный горизонт; A_3^7 — верхний гнейсовый горизонт

симметрично-зональные жилы флогопита иногда встречаются в алюмосиликатных породах. Главные минералы флогопитоносных тел: флогопит, пироксен (диопсид-салит), паргасит, кальцит, апатит и скаполит.

Южное Прибайкалье

Все флогопитопроявления Южного Прибайкалья подчинены тому же архейскому алдано-слюдянскому комплексу, с которым связаны и алданские месторождения флогопита. Метаморфизм и гранитизация этого комплекса происходили, как уже отмечалось выше, в условиях ультраабиссальной фации глубинности — фации гиперстеновых гнейсов. Общая

[1] Состав пироксена этих пород меняется от диопсида до ферросалита; шпинель представлена плеонастом.

характеристика алданс-слюдянского комплекса дана в работах Д. С. Коржинского (1945, 1947 и др.).

Архейская метаморфическая толща Южного Прибайкалья подразделяется, как известно, на три свиты (снизу вверх): слюдянскую, харагольскую и безымянскую.

Слюдянская свита характеризуется сравнительным разнообразием петрографического состава. Она сложена пироксеновыми (диопсидовыми и гиперстеновыми), роговообманковыми, биотитовыми, биотитово-гранатовыми, биотитово-гиперстеновыми, биотитово-гранатово-силлиманитовыми с графитом и пироксеново-роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами, кварцитами, кварцево-диопсидовыми породами, мраморами и кальцифирами. В верхней и нижней частях свиты (верхней и нижней подсвитах) преобладают карбонатные породы; средняя ее часть (средняя подсвита) сложена гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненным количеством мраморов и кальцифиров.

Харагольская свита сложена диопсидово-роговообманковыми, биотитовыми и биотитово-гранатовыми гнейсами, гранулитами, кварцитами, кальцифирами и мраморами.

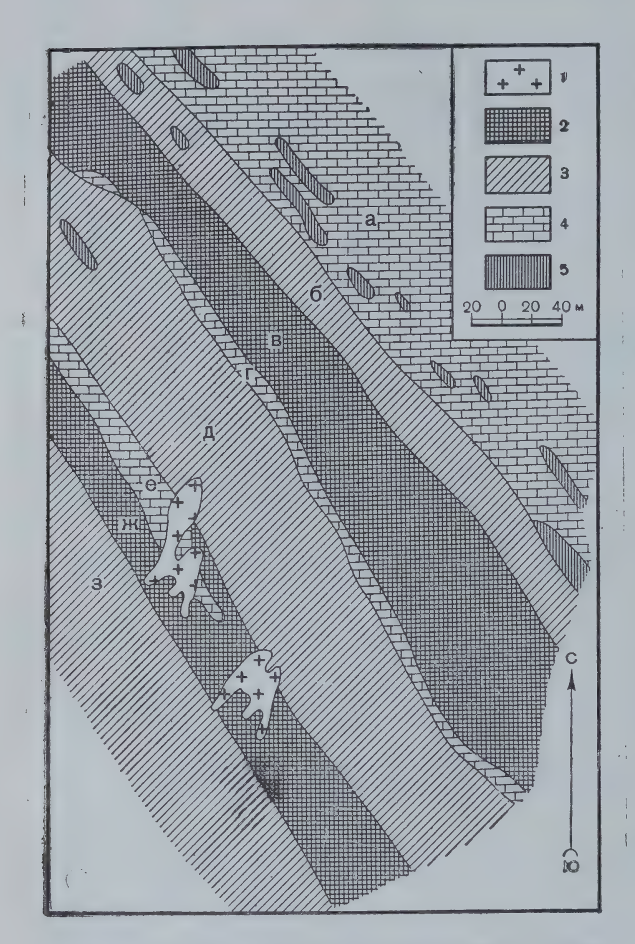
Безымянская свита представлена биотитовыми, гранатово-биотитовыми, силлиманитово-биотитовыми гнейсами, с подчиненными им маломощными прослоями пироксеновых сланцев и мраморов.

Общая мощность архейского метаморфического комплекса около 5500 *м* (по Е. П. Чуйкиной и Ф. В. Кузнецовой), причем существенную роль в его составе играют мраморы. Так, в бассейне р. Слюдянки суммарная мощность мраморов составляет, по данным А. И. Сулоева (1939), 46,5% всей мощности развитых здесь метаморфических пород. Преимущественно это чистые доломиты; кальцитовые мраморы и кальцифиры встречаются значительно реже.

Среди архейских магматических пород наиболее ранними являются ультраосновные породы (пластовые жилы и линзы) и габбро-диабазы (мелкие штоки и жилы). Они прорваны гранитами (аляскитами) и метаморфизованы наравне с другими породами. Широко распространены в районе ортотектиты и пегматиты, а также мигматиты. Однако процессы гранитизации пород по сравнению с Алданским щитом проявлены здесь менее интенсивно.

Основная архейская структура района — крупный антиклинорий субширотного направления, осложненный складками более высоких порядков и разрывными нарушениями. Ядро этой структуры сложено породами слюдянской свиты, крылья — породами харагольской и безымянской свит.

В Южном Прибайкалье известно около тридцати флогопитопроявлений, однако промышленное значение имеет лишь небольшая группа слюдянских месторождений, расположенных в бассейне нижнего течения рек Слюдянки и Улунтуй. Все флогопитовые месторождения Слюдянского флогопитоносного поля сосредоточены в пределах слюдянской свиты и локализуются в породах ее средней подсвиты мощностью около 350 *м* (Калинин и др., 1958; Роненсон, 1960 и др.). По данным П. В. Калинина (1939_3), П. Н. Маркова (1939), Д. С. Коржинского (1947) и наблюдениям автора, флогопитопроявления этого района, так же как и алданские, пространственно ассоциируют с магнезиально-карбонатными породами. Эта закономерность отчетливо проявлена на всех месторождениях Слюдянского флогопитоносного поля. Флогопитопроявления располагаются здесь или в непосредственных контактах алюмосиликатных пород с доломитами (кальцифирами) или залегают вблизи подобных контактов среди алюмосиликатных пород. Например, флогопитовые жилы рудника № 1 локализуются в пласте пироксеново-амфиболового гнейса мощностью 60—



Фиг. 3. Схема геологического строения района рудника № 1 Слюдянского флогопитоносного поля (Южное Прибайкалье)— по П.В Калинину (1939_3)

1 — пегматиты; *2* — пироксеново-амфиболовые гнейсы; биотитовые гнейсы; *4* — мраморы, кальцифиры; *5* — кварцево-диопсидовые породы

120 *м* (фиг. 3, пласт «в»), хотя отработанная в настоящее время гигантская флогопитовая жила № 6 (длина жилы 130 *м* при максимальной мощности 18 *м*) частично залегала в прилегающем пласте биотитового гнейса мощностью 25—30 *м* (фиг. 3, пласт «б»). Эти гнейсы, как видно из фиг. 3, подстилаются и перекрываются магнезиально-карбонатными породами. Флогопитовые жилы рудника приурочены преимущественно к поперечным (по отношению к напластованию пород) трещинам в пироксеново-амфиболовых гнейсах. Характерно, что некоторые жилы (№ 6 и 35) достигают непосредственного контакта гнейсов с магнезиально-карбонатными породами.

На руднике № 3 флогопитоносные тела локализуются в пластообразных зеленых диопсидовых породах мощностью 10—15 *м*, залегающих вдоль контакта пироксеново-амфиболовых гнейсов с магнезиально-карбонатными породами (фиг. 4).

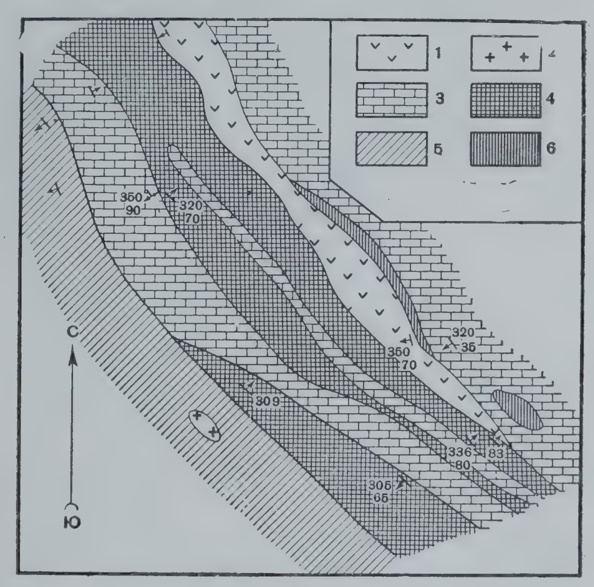
Другие месторождения Слюдянского флогопитоносного района также приурочены к контактным зонам доломитов (кальцифиров) с алюмосиликатными породами. Основное промышленное значение в настоящее время имеют лестничные жилы флогопита, залегающие в гнейсах (Калинин и др., 1958 и др.). Главные минералы флогопитоносных тел: флогопит, диопсид, паргасит, скаполит, кальцит и апатит.

Юго-Западный Памир

Кристаллический комплекс Юго-Западного Памира, представленный метаморфическими и изверженными породами, относится большинством исследователей к докембрийским (предположительно, архейским) образованиям. По М. И. Рабкину и В. А. Масленикову (Николаев и др., 1957), толща метаморфических пород района подразделяется на восемь свит (снизу вверх): горанскую, гармчашминскую, ямчинскую, птупскую, змудскую, даштскую, друмдаринскую и аличурскую. Петрографический состав свит довольно однообразен. Они сложены преимущественно биоти-

товыми, гранатово-биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами, мраморами и амфиболитами. В некоторых свитах существенное значение имеют силлиманитово-биотитовые, роговообманковые и пироксеновые гнейсы. Повсеместно развиты различные по составу мигматиты; широко распространены катаклазиты, милониты и бластомилониты. Суммарная мощность метаморфической толщи около 14,5 *км.*

Метаморфический комплекс прорван гранитами и генетически связанными с ними гранит-пегматитами и пегматитами. Эти породы занимают около



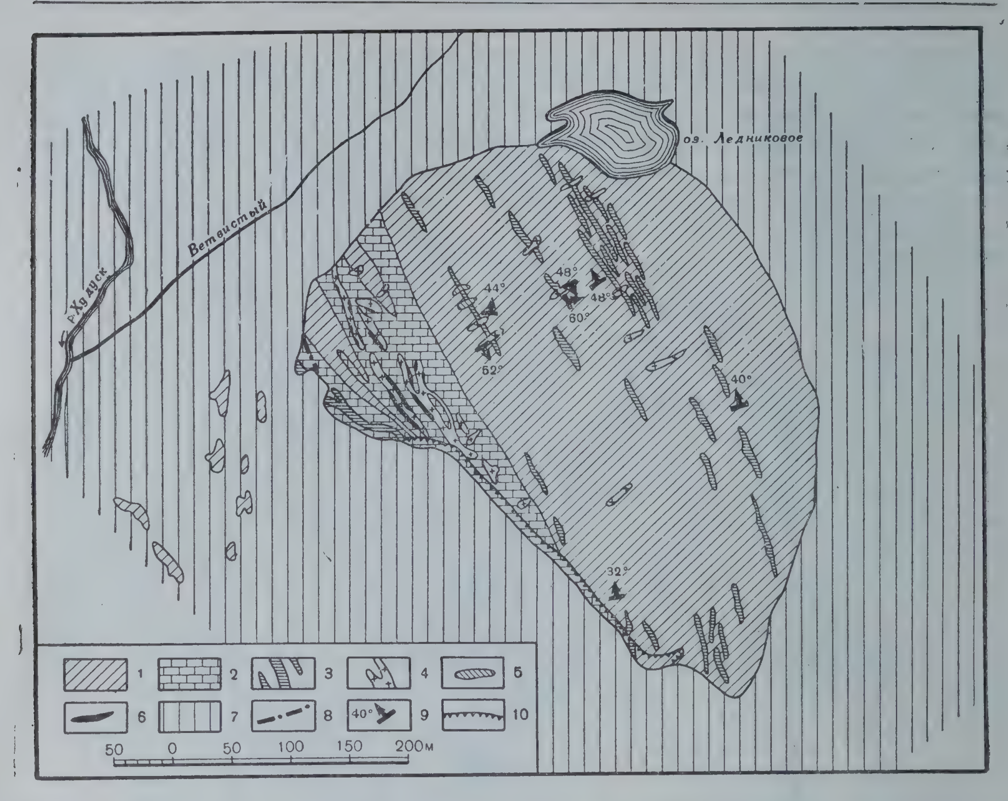
Фиг. 4. Схема геологического строения района рудника № 3 Слюдянского флогопитоносного поля (Южное Прибайкалье) — по П. В. Калинину (1939_3)

1 — зеленые диопсидовые породы; *2* — пегматиты; *3* — мраморы, кальцифиры; *4* — пироксеново-амфиболовые гнейсы; *5* — биотитовые гнейсы; *6* — кварцево-диопсидовые породы

половины площади всего кристаллического комплекса района. Более ранние (догранитовые) основные породы (габбро, пироксениты и амфиболиты) по своему объему играют подчиненную роль.

Структура Юго-Западного Памира, установленная еще С. И. Клунниковым, представляется в виде гигантской антиклинали, ориентированной в северо-западном направлении и опрокинутой на юго-запад. Ядро антиклинали, расположенное в центральной части Шахдаринского хребта, сложено гнейсами и мраморами горанской свиты; на крыльях обнажены породы вышележащих свит.

Для кристаллического комплекса Юго-Западного Памира характерна равномерность процессов метаморфизма и мигматизации. Это следует хотя бы из того, что по всему разрезу метаморфической толщи породы полностью раскристаллизованы и равномерно инъецированы магматическим материалом, в связи с чем температурная зональность здесь не обнаруживается. Очевидно, кристаллический комплекс района формировался в условиях больших глубин, но, судя по петрографическому составу метаморфической толщи, это были менее глубинные условия по сравнению с алдано-слюдянским комплексом. На это указывает, в частности, отсутствие в кристаллическом комплексе Юго-Западного Памира гиперстеновых мигматитов и кристаллических сланцев, характерных

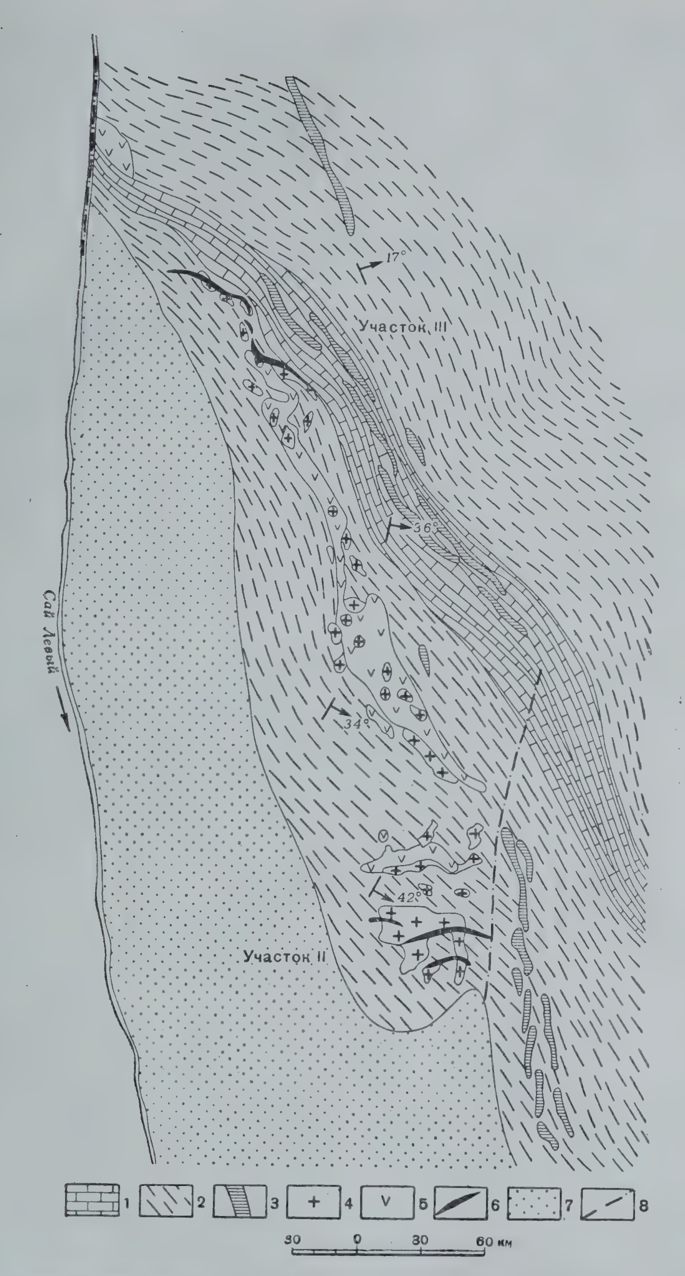


Фиг. 5. Схема размещения флогопитопроявлений на Абхарвском месторождении флогопита (Юго-Западный Памир). Схема геологического строения месторождения составлена автором с учетом материалов Ю. А. Лихачева

1 — гнейсы; *2* — мраморы, кальцифиры; *3* — ортоамфиболиты; *4* — гранит-пегматиты, пегматиты; *5* — кварцевые жилы; *6* — флогопитоносные тела; *7* — флювиогляциальные и делювиальные отложения; *8* — разрывные нарушения; *9* — элементы залегания пород; *10* — обрывистые склоны

для комплексов, относящихся к ультраабиссальной алданской фации глубинности. Следует, однако, иметь в виду, что эти выводы являются предварительными в связи с относительно слабой петрологической изученностью рассматриваемого района.

Известные на Памире месторождения флогопита (Ляджвардаринское, Абхарвское и Даршайское) приурочены к наиболее древней — горанской свите. Все флогопитопроявления этих месторождений залегают аналогично алданским и слюдянским месторождениям, или в непосредственных контактах алюмосиликатных пород с доломитами, или вблизи подобных контактов — среди гнейсов, кристаллических сланцев и гранит-пегматитов. Особенно показательны в этом отношении Абхарвское и Ляджвардаринское месторождения. Флогопитопроявления Абхарвского месторождения приурочены, как видно из фиг. 5, к непосредственным контактам гранит-пегматитов с доломитами. На Ляджвардаринском месторождении и, в частности, на участках II и III (фиг. 6), все флогопитопроявления залегают или в непосредственных контактах алюмосиликатных пород с доломитами, или на некотором видимом удалении от доломитов (не более 100—120 *м*) среди алюмосиликатных пород. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и на Даршайском месторождении. Флогопитоносные тела представлены главным образом жилами; реже встречаются гнезда и штокверки. Главные минералы флогопитоносных тел: флогопит, форстерит, диопсид, кальцит, иногда шпинель и апатит.



Фиг. 6. Схема размещения флогопитопроявлений на участках II и III Ляджвардаринского месторождения флогопита (Юго-Западный Памир). Схема геологического строения составлена автором с учетом материалов Ю. А. Лихачева

1 — мраморы, кальцифиры; *2* — гнейсы; *3* — ортоамфиболиты; *4* — гранит-пегматиты, пегматиты; *5* — флогопитоносные магнезиальные скарны (флогопитово-диопсидовые, флогопитово-форстеритовые, шпинелево-флогопитово-форстеритовые); *6* — флогопитоносные тела; *7* — делювий; *8* — разрывные нарушения

Из обзора флогопитоносных районов СССР намечаются вполне определенные закономерности размещения и локализации флогопитовых месторождений. Однако, поскольку эти закономерности определяются условиями образования месторождений, необходимо прежде всего остановиться на рассмотрении генезиса последних, тем более, что единого мнения у исследователей по этому вопросу до сих пор не существует.

Закономерности образования флогопитовых месторождений

Относительно генезиса флогопитовых месторождений в литературе высказываются различные точки зрения. Не имея возможности останавливаться здесь на всех, рассмотрим кратко только те из них, которые распространены в настоящее время и различия между которыми имеют принципиальное значение.

Наиболее распространенное представление обосновано Д. С. Коржинским (1937, 1947, 1953 и др.). Он рассматривает флогопитовые месторождения как контактово-реакционные образования типа магнезиальных скарнов, обусловленные метасоматическим взаимодействием доломитов с алюмосиликатными породами под воздействием высокотемпературных послемагматических растворов.

Иную точку зрения развивают Н. Г.Судовиков (1956, 1958_{1-2}) и другие сотрудники Лаборатории геологии докембрия АН СССР (Другова и др., 1959; Михайлов Д. А., 1960_{1-2}), изучавшие архейский комплекс Алданского кристаллического массива. Они считают, что флогопитовые месторождения Алдана образовались в результате регионального проявления железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза (так называемого основного фронта или фронта базификации), обусловленного явлениями гранитизации. Предполагается, что железо, магний и кальций, освобождающиеся при гранитизации пород, выносятся по дизъюнктивным нарушениям в верхние структурные горизонты, где в процессе метасоматоза околотрещинных пород входят в состав флогопита и сопровождающих его минералов. При этом в раннюю фазу железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза возникают диопсидовые и другие метасоматические породы. Образование флогопита относится к более поздней фазе метасоматоза. Эта точка зрения отражает действительно метасоматическую природу и региональное распространение флогопитопроявлений на Алдане. Однако она противоречит общей регрессивной направленности процесса образования флогопитовых месторождений, протекавшего в условиях непрерывного понижения температуры, что подтверждается характером взаимоотношений минеральных ассоциаций. Как известно, процесс базификации в связи с поднятием фронта гранитизации принято считать прогрессивным процессом. Следует также отметить, что большинство исследователей, занимавшихся решением различных вопросов геологии архейского комплекса Алдана, связывает магнезиально-кальциевый метасоматоз алюмосиликатных пород с выносом магния и кальция из доломитовых мраморов.

Согласно третьей точке зрения пластообразные пироксеновые и шпинелево-пироксеновые породы флогопитовых месторождений Алдана рассматриваются как осадочно-метаморфические образования, а возникновение в них промышленного флогопита связывается с воздействием послемагматических растворов. В качестве доказательств осадочно-метаморфического генезиса указанных пород сторонники этого воззрения ссылаются на пластовое залегание и переслаивание шпинелево-пироксеновых и пироксеновых пород с кристаллическими сланцами и гнейсами, на секущее положение пегматитовых тел по отношению к упомянутым породам и т. д.

(Галюк, 1957; некоторые геологи Тимптоно-Учурской экспедиции Якутского геологического управления). Однако эта точка зрения не объясняет многих особенностей пироксеновых и шпинелево-пироксеновых пород и прежде всего находится в противоречии с характером метасоматической зональности, в которой рассматриваемые породы, как увидим далее, являются закономерными зонами.

Высказывания других исследователей относительно генезиса флогопитовых месторождений отражают в основном контактово-реакционную точку зрения, хотя по некоторым частным вопросам (особенно по генезису симметрично-зональных жил флогопита в алюмосиликатных породах) известны расхождения.

Разнообразие существующих гипотез указывает, с одной стороны, на сложность процесса флогопитообразования, а с другой — на различный подход к решению генетических вопросов. В связи с последним следует отметить, что некоторые исследователи рассматривают генезис флогопитовых месторождений попутно при выяснении других геологических вопросов или в своих генетических выводах опираются на результаты изучения лишь отдельных месторождений, что, естественно, недостаточно для однозначного решения проблемы генезиса. Опыт многолетних исследований флогопитовых месторождений показывает, что только сопоставление данных по многим месторождениям, одного или нескольких флогопитоносных районов и общее петрологическое изучение комплексов пород, вмещающих месторождения, с одновременным изучением метасоматических явлений, может дать наиболее полное решение этой проблемы.

Из обзора существующих точек зрения видно, что основные разногласия исследователей вытекают из различной оценки роли доломитов в процессе флогопитообразования. Так, сторонники контактово-реакционного генезиса флогопитовых месторождений указывают на закономерную генетическую связь флогопитообразования с доломитами, тогда как другие исследователи, рассматривающие флогопитовые месторождения как одно из проявлений «фронта базификации» или считающие флогопитоносные пластообразные пироксеновые и шпинелево-пироксеновые породы осадочно-метаморфическими образованиями, такую связь отрицают.

Результаты изучения флогопитовых месторождений Алдана, Слюдянки и Памира и обширные данные геологоразведочных и эксплуатационных работ позволяют утверждать, что флогопитообразование генетически тесно связано с доломитами. Такая связь заключается в том, что все промышленные флогопитопроявления, а именно: флогопитоносные породы (в основном пироксеновые и шпинелево-пироксеновые) и жилы флогопита в кристаллосланцах, гнейсах или гранитах (пегматитах) образуются в результате контактово-реакционного взаимодействия доломитов с прилегающими алюмосиликатными породами. При этом доломиты играют роль источника магния и кальция, а алюмосиликатные породы — глинозема и кремнезема, необходимых для образования флогопита и ассоциирующих с ним минералов.

Генетическая связь флогопитообразования с магнезиально-карбонатными породами прежде всего подтверждается постоянной пространственной ассоциацией флогопитопроявлений с магнезиально-карбонатными породами, что уже отмечалось при обзоре флогопитоносных районов. Кроме того, она хорошо устанавливается из анализа метасоматической зональности [1], неизменно развитой на флогопитовых месторождениях (Коржинский, 1947, 1955_1; Шабынин и др., 1961; Галюк, 1957; Шмакин, 1959_2;

[1] Теоретические основы метасоматической зональности разработаны Д. С. Коржинским (1946, 1947, 1951_{1-3}, 1952_{1-2}, 1955_1 и др.).

Лицарев, $1958_{1,3}$, 1961; Михайлов, 1960_{1-2} и др.). Остановимся сначала на рассмотрении зональности в связи с флогопитоносными пироксеновыми и шпинелево-пироксеновыми породами, а затем — с флогопитовыми жилами, залегающими в алюмосиликатных породах.

По характеру взаимоотношений с магматическими телами среди флогопитоносных пироксеновых и шпинелево-пироксеновых пород выделяются две возрастные группы. Одна группа пород, известная только на Алдане, отчетливо пересекается неизмененными или слабо измененными жилами пегматитов, что указывает на допегматитовый возраст и позволяет относить их по этому и другим признакам (например, по характеру метасоматической зональности) к магматической стадии образования. Другая группа флогопитоносных пород, распространенная на всех месторождениях СССР, отчетливо замещает гнейсы, граниты или пегматиты и относится в связи с этим к послемагматическим образованиям. Однако независимо от времени образования этих пород они всегда входят в состав метасоматической зональности и слагают в ней строго определенные зоны.

Соответственно двум возрастным группам флогопитоносных пород различается метасоматическая зональность магматической и послемагматической стадий.

Метасоматическая зональность магматической стадии наглядно выражена и хорошо изучена на железорудных и флогопитово-железорудных месторождениях Алдана. Она развита в контактах доломитовых мраморов с гранитами, мигматитами или гранитизированными гнейсами и носит инфильтрационный характер. Строение некоторых реальных метасоматических колонок, наблюдавшихся на Алдане, имеет следующий вид (Маракушев, 1958; Шабынин, 1958_2, 1960; Шабынин и др., 1961 и др.):

→ Разрастание зональности

1. Гранит, мигматит	Пироксено-во-плагиоклазовая аподоломитовая порода	Шпинелево-пироксеновая аподоломитовая порода	Форстерито-во-шпинелевый аподоломитовый кальцифир	Доломит		
2. Мигматитовый гнейс	Пироксено-во-плагиоклазовая аподоломитовая порода	Шпинелево-пироксеновая аподоломитовая порода	Форстерито-во-шпинелевый аподоломитовый кальцифир	Шпинелево-пироксеновая апосланцевая порода	Пироксено-во-плагиоклазовая порода	Мигматитовый кристаллический сланец

Нахождение реликтов доломитовых мраморов (кальцифиров) среди шпинелево-пироксеновых пород и характер контактов между ними свидетельствуют о том, что зональность развивается за счет замещения доломитов. При этом в одних случаях наблюдается их частичное замещение (колонка 1), в других же — полное, и тогда шпинелево-пироксеновые породы залегают среди гнейсов и кристаллических сланцев. В участках переслаивания доломитовых мраморов с кристаллическими сланцами отмечается сопряженное замещение этих пород. В таких случаях зональность значительно усложняется (колонка 2), а продукты замещения доломитов и прилегающих к ним кристаллосланцев не всегда возможно различить.

На флогопитовых месторождениях Алдана метасоматическая зональность магматической стадии изучена недостаточно, хотя ее проявления распространены довольно широко. В частности, шпинелево-пироксеновые породы магматической стадии известны на месторождениях Верхнем, Центральном, Угольном, Колтыкон-I и др.

Замещение доломитовых мраморов в магматическую стадию с образованием на их месте колонки метасоматических пород связывается с привносом глинозема, кремнезема и щелочей из гранитной магмы и сопровождается выносом магния и кальция в прилегающие кристаллосланцы. Такой химизм процесса и тесная ассоциация шпинелево-пироксеновых и других метасоматических пород с гранитами или мигматитами, с одной стороны, доломитами или кальцифирами —с другой, позволяют рассматривать зональность магматической стадии как результат гранитизации доломитовых мраморов (Коржинский, 1955_1; Маракушев, 1958; Шабынин и др., 1961).

В послемагматических условиях зональность магматической стадии испытывает глубокие преобразования, которые приводят иногда к полному замещению парагенезисов магматической стадии послемагматическими минеральными ассоциациями. Так, например, шпинелево-пироксеновые породы под воздействием щелочных (по калию) послемагматических растворов подвергаются интенсивной флогопитизации. В результате они преобразуются в флогопитоносные шпинелево-пироксеновые (бесшпинелевые) породы, представляющие на Алдане один из типов промышленных месторождений флогопита (Коржинский, 1955_1; Лицарев, $1958_{1,3}$, 1961; Шабынин и др., 1961). Предполагается, что широкое распространение этих пород на Алдане связано с проявлением здесь исключительно мощных процессов гранитизации метаморфических пород, и в частности, доломитовых мраморов (Коржинский, 1953). В других флогопитоносных районах (Слюдянка, Памир) процессы гранитизации доломитов менее интенсивны или отсутствуют; соответственно, шпинелево-пироксеновые породы магматической стадии здесь не известны.

Метасоматическая зональность послемагматической стадии, отчетливо выраженная во всех флогопитоносных районах СССР, всегда приурочена к контактным зонам доломитов (кальцифиров) с гнейсами, кристаллосланцами, гранитами или пегматитами. При этом метасоматические породы, входящие в зональность, развиваются как по доломитам, так и по алюмосиликатным породам. Наблюдения показывают, что при замещении пород одного и того же состава могут образовываться различные по строению и минеральным ассоциациям зон метасоматические колонки. На флогопитовых месторождениях Союза известно два основных типа зональности: флогопитовый и шпинелевый (Лицарев, 1958_3). Соответственно этим типам зональности метасоматические колонки имеют следующее строение (в схематизированном и обобщенном виде):

Неизмененный гранит, пегматит, гнейс, кристаллосланец	Пироксеново-полевошпатовая зона (при замещении сланцев отсутствует)	Пироксеново-скаполитовая зона	Паргаситовая зона (часто отсутствует)	Флогопитово-пироксеновая зона	Зона (жила) флогопита (часто отсутствует)	Пироксеновая зона (часто отсутствует)	Зона форстеритового кальцифира	Доломит

2. Неизмененный гранит, пегматит, гнейс, кристаллосланец	Пироксеново-полевошпатовая зона (при замещении сланцев отсутствует)	Пироксеново-скаполитовая зона	Паргаситовая зона (часто отсутствует)	Шпинелево-пироксеновая зона	Пироксеновая зона (часто отсутствует)	Зона форстеритового кальцифира	Доломит

Двойные вертикальные линии разделяют в колонках апоалюмосиликатные (слева) и аподоломитовые (справа) зоны. Строение метасоматических колонок нередко очень сложное, особенно в тех случаях, когда зональность развита вдоль разрывных нарушений, пересекающих контакты доломитов с алюмосиликатными породами. При этом зоны апоалюмосиликатной части колонок иногда удалены от исходных доломитов на десятки метров и более (особенно в случаях флогопитовых жил, залегающих в алюмосиликатных породах).

Минеральный состав метасоматических зон, входящих в колонки 1 и 2, (стр. 353), в основном соответствует их названию. Однако на некоторых месторождениях, в частности памирских, наблюдается зональность, в которой вместо пироксена диопсид-салитового состава развит форстерит или минералы из группы гумита.

Флогопитовый тип зональности (стр. 353, колонка 1), широко распространенный на всех месторождениях Союза, характеризуется постоянным присутствием флогопитово-пироксеновой зоны, возникающей одновременно с другими зонами метасоматической колонки. Промышленный флогопит, связанный с этим типом зональности, приурочен к флогопитово-пироксеновой зоне и образуется одновременно с главными минералами всех других зон.

Шпинелевый тип зональности (стр. 353, колонка 2), типичный для месторождений Алдана, характеризуется отсутствием флогопитово-пироксеновой зоны и развитием на ее месте зоны шпинелево-пироксеновой породы. Промышленное ослюденение, приуроченное исключительно к шпинелево-пироксеновой зоне, является здесь процессом наложенным, неодновременным с разрастанием метасоматической колонки. Флогопит образуется в данном случае за счет реакции шпинели и пироксена с воздействующим щелочным (по калию) раствором.

Таким образом, независимо от стадии образования зональности промышленный флогопит всегда возникает в послемагматическую стадию и строго приурочен к определенным зонам.

Изучение минерального и химического состава одноименных метасоматических пород разных типов послемагматической зональности показывает, что наиболее сильно они различаются по содержанию калия и железа. Очевидно, разнообразие метасоматических колонок и парагенезисов минералов, наблюдавшихся на месторождениях, обусловлено непостоянством химических потенциалов калия и железа в воздействующих послемагматических растворах. Для выяснения характера такой зависимости по методу Д. С. Коржинского (1957_2) рассчитана диаграмма химических потенциалов калия и железа для шестиминеральной системы: пироксен (диопсид-салит) — шпинель — скаполит — флогопит — паргасит — форстерит (фиг. 7). Эта диаграмма построена для метасоматических пород алданских флогопитовых месторождений (Лицарев, 1961). Однако она справедлива и для других месторождений флогопита: слюдянских и памирских.

Из диаграммы видно, что все бесфлогопитовые парагенезисы, соответствующие зональности шпинелевого типа, образуются при пониженной щелочности (по калию) воздействующих растворов (поля I, II, III и IV). При этом в условиях пониженной железистости устойчив парагенезис шпинель + скаполит + форстерит (поле I), распространенный на памирских месторождениях, очень редкий на алданских и неизвестный на слюдянских месторождениях. С возрастанием химического потенциала железа характерной становится ассоциация пироксен + шпинель (поле II), обычная для алданских месторождений, редкая на слюдянских и неустановленная на памирских месторождениях. Дальнейшее повышение

железистости приводит к образованию парагенезисов с паргаситом (поля III и IV), характерных для алданских месторождений.

Все парагенезисы с флогопитом, соответствующие зональности флогопитового типа, образуются при повышенной щелочности воздействующих растворов (поля V—XI). При этом в условиях наиболее низкой активности железа устойчив парагенезис флогопита с форстеритом и скаполитом (поле XI), развитый на месторождениях Юго-Западного Памира. Для пониженной и умеренной железистости растворов характерен парагенезис флогопита с пироксеном и скаполитом (поле IX), широко распространенный на алданских и слюдянских месторождениях. Дальнейшее возрастание активности железа приводит к появлению паргасита в парагенезисе с пироксеном и флогопитом (поля VII, VIII). Вообще все парагенезисы с паргаситом, как видно из диаграммы, возникают при повышенных значениях химического потенциала железа в растворе (поля III—VIII)

Фиг. 7. Диаграмма зависимости парагенезисов минералов метасоматических пород флогопитовых месторождений Алдана от химических потенциалов калия и железа

I—IX — поля минеральных парагенезисов; *Шп* — шпинель; *Фор* — форстерит; *Фл* — флогопит; *Ск* — скаполит; *Пр* — паргасит; *Кпш* — калиевый полевой шпат; *Пир* — пироксен (диопсид-салит)

Контактово-реакционный характер послемагматической зональности не вызывает сомнений и особенно нагляден в случаях диффузионных (биметасоматических) колонок зон, развитых в непосредственных контактах алюмосиликатных пород с доломитами. Образование в таких колонках зоны кальцифира за счет замещения доломита могло происходить только при миграции магния и кальция из доломита в прилегающую алюмосиликатную породу, которая одновременно замещалась кальций- и магнийсодержащими метасоматическими породами (флогопитово-пироксеновой, шпинелево-пироксеновой и др.). Контактово-реакционная природа и особенности минерального состава флогопитоносных пироксеновых и шпинелево-пироксеновых пород позволяют считать их магнезиальными скарнами, как это впервые было предложено Д. С. Коржинским (1953).

Относительно генезиса флогопитовых жил, залегающих в алюмосиликатных породах, единого мнения у исследователей не существует; высказываются различные точки зрения (Коржинский, 1947, 1953; Калинин и др., 1958; Судовиков, 1956; Михайлов, 1960_{1-2}; Калинин и Роненсон, 1957; Галюк, 1957; Лицарев, $1958_{1,3}$, 1961 и др.). Основные разногласия, как известно, связаны с проблемой источника главных компонентов (Al_2O_3, SiO_2, MgO, CaO, Fe), необходимых для образования минералов флогопитовых жил. Одни исследователи, рассматривающие флогопитовые жилы как продукт контактово-реакционного взаимодействия алюмосиликатных пород с доломитами под воздействием высокотемпературных послемагматических растворов, считают, что эти компоненты входят в состав взаимодействующих пород, т. е. присутствуют на месте; другие, относящие флогопитовые жилы к образованиям конкреционного типа, связывают эти компоненты с привносом послемагматическими растворами; наконец, третьи, считающие флогопитовые жилы одним из проявлений «основного фронта» (или «фронта базификации»), обусловленного процессами гранитизации, предполагают, что железо, магний и кальций выносятся из участков гранитизации в верхние структурные горизонты, где в процессе метасоматоза различных пород входят в состав флогопита и ассоциирующих с ним минералов. Таким образом, все исследователи, за исключением сторонников контактово-реакционной гипотезы, отрицают генетическую связь флогопитовых жил с доломитами.

Накопленный фактический материал по флогопитовым жилам Алдана, Слюдянки и Памира позволяет высказать следующие суждения по этому вопросу. Прежде всего среди флогопитовых жил, как правило, симметрично-зональных, следует различать: а) жилы, в которых суммарная мощность околожильных (призальбандовых) зон превышает мощность самой жилы или равна ей; б) жилы, мощность которых больше (иногда во много раз) суммарной мощности призальбандовых зон. При изучении околожильной зональности устанавливаются структуры замещения одной зоны другой, что указывает на метасоматический характер зон и одновременность их образования. Строение околожильной зональности в схематизированном виде показано на стр. 353 (см. апоалюмосиликатную часть колонки 1). Что касается самой жилы флогопита, то мы считаем ее одновременной с зональностью и обусловленной формированием последней. Этот вывод вытекает из расчетов привноса и выноса вещества при образовании флогопитовых жил в алюмосиликатных породах и подтверждается характером минерального и химического составов отдельных метасоматических зон (Лицарев, 1958_3, 1961). Расчеты показывают, что в случае жил с интенсивно развитой околожильной зональностью источником глинозема и кремнезема, необходимых для образования жильного флогопита, являются боковые метасоматически замещаемые алюмосиликатные породы. В случае же мощных флогопитовых жил со слабо развитой околожильной зональностью источником этих компонентов служат не прилегающие (боковые) породы, а алюмосиликатные, породы, расположенные на продолжении жил по их падению, т. е. предполагается перенос глинозема и кремнезема растворами вдоль трещин, что вполне возможно в условиях инфильтрационного метасоматоза. Основным источником MgO и CaO, входящих в минералы флогопитовых жил, являются доломиты. Этот вывод хорошо увязывается с постоянной пространственной приуроченностью флогопитовых жил к контактовым зонам алюмосиликатных пород с доломитами.

Таким образом, во всех случаях промышленных флогопитопроявлений их генетическая связь с доломитами всегда устанавливается из анализа метасоматической зональности, отражающей наиболее общие за-

кономерности флогопитообразования, и пространственной ассоциации флогопитопроявлений с доломитами или заместившими их магнезиальными скарнами. Приуроченность промышленного флогопита к определенным зонам метасоматической зональности, обусловленной взаимодействием алюмосиликатных пород с доломитами под воздействием высокотемпературных растворов, позволяет рассматривать флогопитовые месторождения как контактово-реакционные образования типа магнезиальных скарнов.

Критерии образования и локализации маложелезистого флогопита

В последнее время большое внимание уделяется выяснению условий образования и локализации особо ценного маложелезистого флогопита, имеющего высокие электротехнические свойства. Установлено, что по электрофизическим свойствам маложелезистый флогопит не уступает мусковиту, а по отдельным показателям превосходит последний (Гольдман и Лейзерзон, 1958_{1-2}). Некоторые исследователи считают, что железистость флогопита зависит от содержания железа в непосредственно замещаемой породе. Однако изучение химического состава отдельных метасоматических зон противоречит этим утверждениям и указывает на иную зависимость. Так, на месторождении Скальном (Алдан) суммарное содержание железа в исходном гранит-пегматите составляет 1,88 вес. %, тогда как в апопегматитовой флогопитово-пироксеновой породе оно достигает 7,2%, в флогопите — 6,5%; на месторождении Структурном (Алдан) исходный аляскитовый гранит содержит 0,94% железа, апогранитная шпинелево-пироксеновая порода — 4,36%, флогопит — 3,72% и т. д. Значительное содержание железа в продуктах замещения исходной маложелезистой породы обусловлено, несомненно, его повышенной концентрацией в растворах, которая в свою очередь зависит, очевидно, от содержания этого компонента во всех алюмосиликатных породах, участвовавших в контактово-реакционном взаимодействии на этих месторождениях. Видимая зависимость железистости флогопита от лейкократовости гнейсов и кристаллических сланцев проявляется на месторождениях довольно отчетливо. Например, из трех эксплуатировавшихся групп месторождений на Алдане (Куранахской, Тимптонской и Эмельджакской) наименее железистый флогопит оказался на куранахских месторождениях. Соответственно, здесь по сравнению с другими группами месторождений распространены наименее железистые метаморфические породы. Совершенно аналогичная зависимость устанавливается также и по отдельным месторождениям в пределах одной группы. Особенно показательны в этом отношении те же куранахские месторождения. Наиболее маложелезистые разности флогопита развиты здесь на тех месторождениях, на которых распространены сравнительно лейкократовые породы (Предвиденное, Трудное и др.). На месторождениях же Куранахском, Зимнем и других флогопит содержит наибольшее количество железа; соответственно, здесь преобладают меланократовые (обычно пироксеново-амфиболовые) кристаллические сланцы (Лицарев, 1961).

Исходя из этой закономерности, основные предпосылки нахождения маложелезистого флогопита определяются широким распространением на месторождениях лейкократовых разностей алюмосиликатных пород. При этом наиболее благоприятными геолого-петрографическими условиями локализации маложелезистого флогопита в пределах таких месторождений следует считать зоны флогопитово-пироксеновых пород, образовавшихся за счет замещения лейкократовых гранитов (пегматитов), гнейсов или сланцев в непосредственных контактах с доломитами.

Изучение минеральных парагенезисов флогопитовых месторождений различных районов СССР показывает, что минеральный состав флогопитоносных метасоматических пород и железистость минералов (в том числе и флогопита) зависят не только от состава взаимодействующих пород и активности вполне подвижных компонентов. Большое значение, по-видимому, имеет соотношение реагирующих масс взаимодействующих пород (алюмосиликатных и доломитов), поскольку при прочих равных условиях этим соотношением в значительной мере определяются концентрации в растворах различных компонентов (в том числе магния и железа). Поэтому можно предполагать, что образование на памирских месторождениях преимущественно флогопитово-форстеритовых скарнов, а не флогопитово-диопсидовых (салитовых), как это имеет место на Алдане и Слюдянке, обусловлено преобладанием реагирующих масс доломитов над реагирующими массами алюмосиликатных пород в процессе контактово-реакционного их взаимодействия. Флогопит, ассоциирующий с форстеритом (клиногумитом или хондродитом), всегда характеризуется низкой железистостью. Например, в флогопите из крупных флогопитово-форстеритовых жил памирских месторождений суммарное содержание железа редко превышает 1,5 — 2,0%. По имеющимся химическим анализам памирский флогопит является наименее железистым в Союзе, что отчетливо видно из приведенной табл. 1

Таблица 1

Среднее содержание железа и магния в флогопитах Алдана, Слюдянки и Памира (в вес. %)

Компонент	Алдан	Слюдянка	Памир
Fe_2O_3	2,07	1,53	0,93
FeO	3,32	1,25	1,11
MgO	24,28	25,40	25,77

Исходя из предположения о зависимости минерального состава скарнов и железистости минералов от количественных соотношений реагирующих масс взаимодействующих пород, представляется возможным образование маложелезистого флогопита даже в тех случаях, когда взаимодействующие с доломитами алюмосиликатные породы будут сравнительно железистыми. При этом мы исходим из известных положений Д. С. Коржинского, во-первых, о зависимости минерального состава метасоматических пород от соотношения инертных компонентов при постоянстве химических потенциалов вполне подвижных компонентов в воздействующем растворе и, во-вторых, о зависимости содержания в этих породах вполне подвижных компонентов от состава породы относительно инертных компонентов. Поскольку для всех флогопитовых месторождений, связанных с контактами доломитов в древних гранито-гнейсовых комплексах, виртуальными инертными компонентами являются Al_2O_3, SiO_2 и MgO, то вхождение в минералы железа, как вполне подвижного компонента, находящегося в изоморфизме с магнием, будет, по-видимому, зависеть от концентрации магния в растворе. Эти предположения еще должны быть подкреплены наблюдениями; большую помощь при этом может оказать анализ парагенезисов минералов.

В заключение необходимо отметить, что при оценке железистости флогопита следует обращать особое внимание на парагенезисы минералов.

Например, отсутствие на месторождении парагенезисов с паргаситом, соответствующих повышенной активности железа (см. фиг. 7), указывает на возможность нахождения здесь маложелезистого флогопита. Еще более благоприятным признаком можно считать парагенезис флогопита с более высокомагнезиальными, чем диопсид, минералами, такими, как форстерит, или минералы группы гумита (клиногумит, хондродит). Из диаграммы химических потенциалов калия и железа видно, что парагенезис флогопит + форстерит + скаполит устойчив только в условиях наименьшей активности железа в растворах и при умеренной и повышенной их щелочности (фиг. 7, поле XI).

Типы месторождений флогопита

Все флогопитовые месторождения, приуроченные к контактам доломитов древних гранито-гнейсовых комплексов, связаны с магнезиальными скарнами. В соответствии с генезисом флогопитоносных пород и геолого-структурным их положением выделяются четыре типа месторождений.

1. Флогопитоносные пироксеновые породы послемагматической стадии в непосредственных контактах доломитов с гранитами (гранит-пегматитами), гнейсами и кристаллическими сланцами.

2. Флогопитовые жилы и флогопитоносные пироксеновые породы послемагматической стадии в зонах разрывных нарушений среди гранитов (гранит-пегматитов), гнейсов и кристаллических сланцев.

3. Флогопитоносные шпинелево-пироксеновые породы магматической стадии в непосредственных контактах гранитов (гранит-пегматитов) или мигматитов с доломитами.

4. Флогопитоносные шпинелево-пироксеновые (шпинелево-форстеритовые) породы послемагматической стадии в зонах разрывных нарушений среди гранитов (гранит-пегматитов), гнейсов и кристаллических сланцев или в контактах этих пород с доломитами.

Месторождения первого типа известны во всех флогопитоносных районах Союза, но наиболее широко они распространены в Южной Якутии. Месторождения образуются в результате метасоматического взаимодействия доломитов с прилегающими алюмосиликатными породами под воздействием послемагматических растворов. Возникающая при этом колонка метасоматических зон развивается по доломиту и алюмосиликатной породе и соответствует флогопитовому типу зональности (стр. 353, колонка 1). Скопления промышленного флогопита (главным образом гнезда, реже линзы и жилы) приурочены исключительно к флогопитово-пироксеновой зоне, являющейся конечным продуктом замещения алюмосиликатной породы. Мощность зоны меняется от нескольких десятков сантиметров до 8—12 *м* и более. Флогопитово-пироксеновая зона и прилегающая к ней зона пироксеновой породы образуют преимущественно пластообразные и линзообразные тела, ориентированные по простиранию вмещающих метаморфических пород. Примерами месторождений первого типа являются: Трудное, Дур, Верхне-Террасное и другие (Южная Якутия), рудник № 3 (Южное Прибайкалье), участок IV Ляджвардаринского месторождения (Юго-Западный Памир).

Второй тип флогопитовых месторождений объединяет флогопитоносные пироксеновые породы и жилы флогопита, залегающие в гнейсах, гранитах и гранит-пегматитах на некотором удалении от доломитов (обычно не более 100—150 *м*). Флогопитоносные пироксеновые породы приурочены к зонам дробления и обусловлены метасоматическим взаимодействием доломитов с алюмосиликатными породами под воздействием послемагмати-

ческих растворов. Метасоматическая зональность, наблюдаемая на месторождениях, образуется за счет замещения алюмосиликатных пород и характеризуется симметричным строением. При этом осевой зоной является флогопитово-пироксеновая порода, представляющая собой конечный продукт замещения гнейса, гранита или гранит-пегматита. По обе стороны от осевой зоны развиты колонки зон, соответствующие апоалюмосиликатной части зональности флогопитового типа (стр. 353, колонка 1). Флогопитоносные тела (гнезда, реже жилы) локализуются исключительно в флогопитово-пироксеновой зоне, прослеживаемой иногда по нарушению на сотни метров при мощности от нескольких до 40—45 *м*. Флогопитоносные пироксеновые породы широко распространены только на алданских месторождениях (Куранахское, Надежное, Тунгусское, Зимнее и др.). Для слюдянских и памирских месторождений характерны флогопитовые жилы, залегающие в алюмосиликатных породах; на алданских месторождениях такие жилы, как известно, редки. По геолого-структурному положению и генетическим особенностям флогопитовые жилы аналогичны рассмотренным флогопитоносным пироксеновым породам. Основное различие между ними заключается в том, что флогопитоносные пироксеновые породы образуются в зонах интенсивного дробления или перетирания алюмосиликатных пород, тогда как жилы флогопита возникают в отдельных разрывах этих пород. Размеры жил нередко настолько значительны, что каждая из них представляет самостоятельный промышленный интерес. Обычно жилы имеют длину 10—30 *м* при мощности 0,5—2,0 *м*, хотя известны и более крупные жилы.

Флогопитовые месторождения третьего типа известны только в южной Якутии (Верхнее Угольное, Колтыкон-I и др.). Флогопитоносные тела (гнезда и сложные по форме образования) приурочены к пластообразным шпинелево-пироксеновым породам, находящимся в согласном залегании с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами. Формирование месторождений происходит в две стадии: магматическую и послемагматическую. В магматическую стадию (стадию гранитизации) образуются шпинелево-пироксеновые породы, как одна из зон замещения доломитов и прилегающих к ним кристаллических сланцев (стр. 352, колонки 1 и 2) под воздействием растворов, выделявшихся гранитами. Исходя из наблюдений, мощность шпинелево-пироксеновой зоны достигает 12—14 *м*. В послемагматическую стадию под воздействием растворов повышенной щелочности (по калию) шпинелево-пироксеновые породы подвергаются флогопитизации, выражающейся в образовании флогопита за счет реакции шпинели и пироксена с раствором.

К четвертому типу месторождений относятся флогопитизированные шпинелево-пироксеновые породы послемагматической стадии (месторождения Структурное, Угольное, Зимнее и другие в южной Якутии) и флогопитизированные шпинелево-форстеритовые послемагматические породы [1] (месторождение Абхарвское и участок III Ляджвардаринского месторождения на Юго-Западном Памире). Шпинелево-пироксеновые породы залегают или в непосредственных контактах доломитов с алюмосиликатными породами или в удалении от доломитов среди алюмосиликатных пород. Шпинелево-форстеритовые породы наблюдались только в контактах доломитов с алюмосиликатными породами. Формирование месторождений происходит в две стадии метасоматоза. В течение первой стадии, протекавшей в условиях пониженной концентрации калия в растворах,

[1] Шпинелево-форстеритовые породы относятся к послемагматическим образованиям условно, поскольку метасоматическая зональность флогопитовых месторождений Юго-Западного Памира изучена недостаточно.

взаимодействие доломитов с алюмосиликатными породами приводит к образованию зональности шпинелевого типа (стр. 353, колонка 2), в которой шпинелево-пироксеновая и шпинелево-форстеритовая зоны являются конечными продуктами замещения гранита, гранит-пегматита или гнейса. Во вторую стадию метасоматоза в связи с повышением щелочности раствора до «нормальной» для флогопитовых месторождений ассоциации шпинель + пироксен и шпинель + форстерит становятся неустойчивыми. Взаимодействие этих минералов с раствором приводит к образованию флогопита. Процесс формирования месторождений четвертого типа представляется непрерывным: за первой стадией метасоматоза (образование шпинелево-пироксеновых, шпинелево-форстеритовых пород) следовала вторая его стадия (флогопитизация шпинелево-пироксеновых, шпинелево-форстеритовых пород), если она имела место. Флогопитоносные тела (гнезда и сложные по форме образования) приурочены к шпинелево-пироксеновой и шпинелево-форстеритовой зонам.

Большинство месторождений флогопита относится к контактово-инфильтрационным образованиям. Этот вывод подтверждается следующими фактами.

А. Несоответствием мощностей метасоматических зон в послемагматических колонках, развитых в непосредственных контактах доломитов с алюмосиликатными породами. Например, зона аподоломитовой мономинеральной пироксеновой породы нередко развита слабо или совершенно отсутствует, тогда как апоалюмосиликатная флогопитово-пироксеновая или шпинелево-пироксеновая зона имеет большую мощность. Это могло быть только при одностороннем переносе компонентов, т. е. в условиях инфильтрационного метасоматоза.

Б. Частой удаленностью флогопитоносных пород и жил флогопита от исходных доломитов на значительные расстояния, что необычно для биметасоматоза и вполне объяснимо явлениями контактово-инфильтрационного метасоматоза.

В. Постоянством состава минералов переменного состава в пределах одной метасоматической зоны, что, по Д. С. Коржинскому (1952_2), также свойственно для контактово-инфильтрационных образований.

Наличие промышленных биметасоматических месторождений флогопита автором не отрицается. Однако эти месторождения играют явно подчиненную роль.

Закономерности размещения месторождений флогопита

Размещение и локализация флогопитовых месторождений в земной коре контролируются сочетанием ряда закономерных геологических факторов, среди которых выделяются: а) региональные факторы, позволяющие предварительно прогнозировать флогопитоносность целых геологических комплексов или крупных геолого-структурных единиц; б) локальные факторы, позволяющие на основе генетических особенностей месторождений контролировать их локализацию и рационально направлять поисковые работы в пределах флогопитоносных районов.

Региональные факторы флогопитоносности

Обширные материалы по флогопитовым месторождениям СССР и зарубежных стран позволяют считать, что флогопитоносность отдельных геологических комплексов определяется сочетанием стратиграфо-литологического, магматического и метаморфического факторов.

А. Стратиграфо-литологический фактор заключается в постоянной приуроченности флогопитовых месторождений к древним (архейским) комплексам метаморфических пород, содержащим пласты доломитовых мраморов или заместивших их магнезиальных скарнов. Как известно, с такими комплексами пород связаны все мировые месторождения флогопита рассматриваемой формации, а именно: месторождения Канады, о-ва Мадагаскара, Индии, Кореи, о-ва Цейлона, Южной Якутии, Южного Прибайкалья и Юго-Западного Памира. Следует отметить, что возраст кристаллической толщи Юго-Западного Памира окончательно не установлен, поскольку прямые геологические доказательства (стратиграфические нормальные контакты) отсутствуют. Однако по косвенным признакам большинство исследователей условно считает возраст этой толщи докембрийским (предположительно, архейским). Кристаллические комплексы без доломитов (или аподоломитовых скарнов) не флогопитоносны.

Б. Магматический фактор. Для флогопитоносных комплексов весьма характерно проявление интенсивной магматической деятельности. Помимо широко распространенных гранитных интрузий, образующих массивы различного масштаба, метаморфические породы этих комплексов обычно тонко инъецируются гранитным материалом, что обусловливает повсеместное развитие мигматитов, а в некоторых районах подвергаются интенсивной гранитизации. Так, в алданском флогопитоносном районе (Южная Якутия), связанном с архейским алдано-слюдянским комплексом, процессы гранитизации затрагивают все разновидности метаморфических пород, в том числе и доломиты. Широко распространенные здесь шпинелево-пироксеновые скарны магматической стадии, преобразующиеся в послемагматических условиях в пироксеновые (шпинелево-пироксеновые) породы с промышленным флогопитом, рассматриваются, как уже отмечалось, как продукты гранитизации доломитовых мраморов. В Южном Прибайкалье и Юго-Западном Памире процессы гранитизации метаморфических пород, в частности доломитовых мраморов, проявлены менее интенсивно. Соответственно, шпинелево-пироксеновые скарны магматической стадии здесь неизвестны. Магматические породы (преимущественно гранитового состава) играют существенную роль в строении флогопитоносных районов и нередко составляют более половины всей площади выхода кристаллических толщ, в связи с чем флогопитоносные комплексы называются, как известно, гранито-гнейсовыми. Вне связи с проявлениями магматизма флогопитоносность метаморфических толщ, содержащих пласты доломитов, не представляется возможной.

В. Метаморфический фактор. Флогопитоносные гранито-гнейсовые комплексы отличаются крупнозернистой раскристаллизацией пород и равномерностью метаморфизма, выражающейся в отсутствии температурной зональности. Характерная особенность этих комплексов, как показал Д. С. Коржинский, заключается также в том, что их метаморфизм и гранитизация происходили в условиях ультраабиссальной фации глубинности, названной фацией гиперстеновых гнейсов (по широкому распространению гиперстеновых мигматитов и гнейсов) или «алданской» фацией (Коржинский, 1940, 1945, 1947 и др.).

Все перечисленные выше флогопитовые месторождения мира связаны с архейскими гранито-гнейсовыми комплексами алданской фации глубинности. Определенные сомнения вызывают лишь месторождения Юго-Западного Памира, поскольку этот район в петрологическом отношении изучен недостаточно. Возраст южнопамирской метаморфической толщи окончательно не установлен, а отнесение кристаллического комплекса Памира к алданской фации глубинности следует считать условным.

В заключение отметим, что выявление рассмотренной закономерности (приуроченность месторождений к архейским комплексам фации гиперстеновых гнейсов) в сочетании с наличием пластов доломитовых мраморов в метаморфических толщах послужило Д. С. Коржинскому основанием для прогноза флогопитоносности Южной Якутии. Как известно, этот прогноз полностью оправдался. Южная Якутия является в настоящее время важнейшей флогопитоносной провинцией СССР.

Локальные факторы флогопитоносности

Изучение флогопитовых месторождений СССР и результаты геологосъемочных и разведочно-эксплуатационных работ позволяют говорить о следующих закономерных геологических факторах, контролирующих локализацию флогопитопроявлений в заведомо флогопитоносных районах.

А. *Приуроченность флогопитовых месторождений к доломитсодержащим горизонтам.* Флогопитовые месторождения приурочены только к тем горизонтам метаморфических толщ, в разрезах которых содержатся пласты (линзы) доломитовых мраморов, являющихся источником магния, необходимого для образования флогопитоносных пород, флогопита и ассоциирующих с ним минералов. В архейском гранито-гнейсовом комплексе Южной Якутии подобные горизонты именуются «продуктивными горизонтами на флогопит» (Фролова и Клековкин, 1945). Занимая определенное место в стратиграфическом разрезе, продуктивные горизонты обладают элементами залегания, аналогичными метаморфической толще того или иного флогопитоносного поля.

В пределах продуктивных горизонтов флогопитопроявления всегда располагаются или в непосредственных контактах доломитов с алюмосиликатными породами, или на некотором удалении от доломитов (не более 100—200 *м*) среди алюмосиликатных пород. Эта особенность, неоднократно отмечавшаяся в литературе (Коржинский, 1937, 1947, 1953 и др.; Лицарев, $1958_{1,3}$, 1961; Шабынин и др., 1961; Шмакин, 1959_2 и т. д.), отчетливо видна из обзора флогопитоносных районов (см. фиг. 2, 3, 4, 5 и 6). Кроме того, на всех зарубежных месторождениях флогопита рассматриваемой формации (Канада, о-в Мадагаскар, о-в Цейлон, Корея, Индия) флогопитопроявления также пространственно ассоциируют с широко распространенными на месторождениях магнезиально-карбонатными породами (Adams, Barlow, 1910; Besairie, 1928; Currie, 1951; Dey, 1950; Kawasaki, 1916; Lacroix, 1941; Landes, 1938; Savornin, 1937; Schmid, 1912 и др.).

Таким образом, пространственная ассоциация флогопитовых месторождений с доломитами проявляется во всех флогопитоносных регионах мира. Эта закономерность, тесно связанная с генетическими особенностями флогопитообразования, обусловлена малоподвижностью магния. В условиях большой глубинности метаморфизма магний, как известно, является инертным компонентом (Коржинский, 1947, 1955_1 и др.; Маракушев, 1958; Шабынин, 1960; Лицарев, 1961) и не перемещается на большие расстояния, в связи с чем становится понятной приуроченность флогопитовых месторождений к доломитсодержащим горизонтам. Необходимо иметь в виду, что в флогопитоносных районах с интенсивно проявленными гранитизацией и послемагматическими метасоматическими процессами (например, Южная Якутия) доломитовые мраморы могут нацело преобразовываться в магнезиальные скарны и другие породы. В таких случаях видимая пространственная приуроченность флогопитопроявлений к доломитсодержащим горизонтам представляется отсутствующей. Сторонники генетической связи флогопитовых месторождений с «основным фронтом» считают подоб-

ные случаи одним из доказательств своих представлений. Однако отсутствие магнезиально-карбонатных пород на таких месторождениях объясняется, исходя из наблюдений, полным замещением доломитов магнезиальными скарнами и другими породами. Кроме того, известны месторождения, на которых магнезиально-карбонатные породы, отсутствующие на дневной поверхности, вскрывались горными выработками или буровыми скважинами лишь после многолетних эксплуатационных работ (месторождение Верхнее и другие в Южной Якутии). Все это свидетельствует о том, что пространственная ассоциация флогопитопроявлений с магнезиально-карбонатными породами не случайное совпадение, как считают некоторые исследователи, а несомненная закономерность, отчетливо выраженная во всех флогопитоносных регионах мира. Следовательно, стратиграфо-литологический фактор является одним из важнейших критериев, контролирующих локализацию флогопитопроявлений.

Б. *Приуроченность флогопитовых месторождений к участкам доломитсодержащих горизонтов с обильными интрузиями пегматитов или гранитов.* Поскольку месторождения флогопита являются результатом метасоматических процессов, тесно связанных, как известно, с магматизмом, вполне естественно, что наиболее перспективны в отношении флогопитоносности только те участки доломитсодержащих горизонтов, в пределах которых широко распространены интрузии гранитов, гранит-пегматитов или пегматитов. Действительно, на всех флогопитовых месторождениях Якутии, Прибайкалья и Памира магматические породы играют существенную роль и составляют нередко более половины всей площади выхода кристаллического комплекса. При отсутствии интрузий гранитоидов в участках доломитсодержащих горизонтов месторождения флогопита не встречаются. Эта особенность отчетливо проявлена в районах с хорошей обнаженностью, где легко можно проследить доломитсодержащие горизонты по простиранию. Исключительно наглядные примеры такого рода наблюдаются на Юго-Западном Памире.

Постоянная приуроченность флогопитопроявлений к участкам доломитсодержащих горизонтов с обильными интрузиями гранитоидов позволяет предполагать, что источником растворов, в условиях которых происходило образование флогопитоносных скарнов, являются упомянутые гранитоиды.

В. *Приуроченность флогопитовых месторождений к контактам химически неравновесных пород и разрывным нарушениям.* Из обзора флогопитоносных районов СССР и описания типов месторождений флогопита следует, что в пределах участков доломитсодержащих горизонтов с обильными интрузиями гранитоидов локализация флогопитопроявлений контролируется: 1) непосредственными контактами доломитов (или заместивших их магнезиальных скарнов) с алюмосиликатными породами (месторождения типов 1, 3 и 4); 2) разрывными нарушениями, пересекающими контакты исходных доломитов с алюмосиликатными породами (месторождения типов 2 и 4). Иногда флогопитопроявления (особенно жилы), приуроченные к разрывным нарушениям, располагаются в замках антиклинальных складок.

В заключение необходимо отметить, что при оценке флогопитоносности какого-либо участка и выяснении условий залегания флогопитопроявлений, помимо рассмотренных геологических факторов, следует учитывать также некоторые особенности флогопитообразования. Так, например, зональное размещение магнезиальных скарнов и прилегающих к ним околоскарновых пород и закономерная смена в зональных колонках парагенезисов минералов (от зоны к зоне), а также приуроченность флогопита к определенным зонам — могут служить важными критериями при поисках

слепых флогопитоносных образований. В подобных случаях по парагенезисам минералов метасоматических пород на поверхности (или в горной выработке) можно судить об их минеральном составе на некоторой глубине (или в стороне от выработки) и предположительно оценивать, таким образом, возможное здесь ослюденение.

ФОРМАЦИЯ ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОМПЛЕКСАХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Месторождения флогопита в комплексах ультраосновных-щелочных пород открыты на территории СССР лишь в последние годы. Помимо Гулинского месторождения, расположенного в Красноярском крае, в различных районах СССР известно несколько флогопитопроявлений рассматриваемой формации, масштабы которых пока не установлены. Наиболее детально изучено и к настоящему времени разведано только одно Гулинское месторождение, связанное, как известно, с одноименной интрузией ультраосновных-щелочных пород мезозойского возраста.

По имеющимся данным (Гольдбурт, 1959; Егоров и др., 1959, 1961; Эпштейн, 1960; Эпштейн и др., 1961 и др.), Гулинская интрузия залегает в нижнетриасовых эффузивах (базальты, авгититы, андезито-базальты и др.) и прорывает последние. Северная и северо-западная ее части перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями. Гулинский массив относится к многофазным дифференцированным интрузиям центрального типа и является крупнейшим массивом Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород. Формирование интрузии проходило в четыре этапа магматической деятельности. В первый этап кристаллизовались гипербазиты (дунит-перидотиты, меймечиты, рудные перидотиты и пироксениты), во второй этап — биотитовые перидотиты и хатангиты, в третий этап образовались ийолит-мельтейгиты, в четвертый — щелочные и нефелиновые сиениты. В результате послемагматических процессов, обусловленных воздействием щелочных растворов на гипербазиты, возникли автореакционные скарны и другие метасоматические породы. Образование карбонатитов связывается с послемагматической стадией формирования интрузии. Флогопитопроявления приурочены к автореакционным скарнам (кальцито-диопсидовым и гидромелилитовым) и метасоматически измененным гипербазитам. Выделяются гнездовый, вкрапленный и жильный типы ослюденения. По качественным показателям гулинский флогопит не уступает средним флогопитам алданских месторождений.

Другие флогопитовые (или флогопитово-вермикулитовые) месторождения рассматриваемой формации (Ковдорское, Одихинчское, Арбарастахское, Бор-Уряхское и др.) изучены недостаточно или находятся в стадии изучения, тем не менее общее геологическое положение этих месторождений не вызывает сомнений. Все они связаны или с многофазными ультраосновными-щелочными интрузиями центрального типа или с комплексами пространственно ассоциирующихся ультраосновных и щелочных интрузий, генетическое единство которых не доказано. Флогопитопроявления приурочены к метасоматически измененным гипербазитам, а также встречаются в породах ийолит-якупирангитовой серии, в турьяитах, в пегматоидных нефелиново-пироксеновых породах и др. Ослюденение представлено гнездами, вкрапленностью и жилами флогопита.

Характерная особенность рассматриваемых месторождений флогопита и вмещающих их ультраосновных-щелочных интрузий заключается в том, что в отличие от флогопитовых месторождений, связанных с магнезиально-карбонатными толщами древних (архейских) гранито-гнейсовых комплексов и формирующихся в ультраабиссальных условиях, они залегают

в более молодых комплексах и образуются в условиях малых глубин. Гипабиссальный субвулканический характер ультраосновных-щелочных интрузий различных районов СССР (Кольский полуостров, Маймеча-Котуйский район, Южная Якутия и др.) отмечается в работах многих исследователей (Шейнманн и др., 1961; Егоров и др., 1961; Эпштейн и др., 1961; Волотовская, 1960; Воробьева, 1960 и др.). Вхождение в состав некоторых интрузий и флогопитовых месторождений пород с мелилитом и монтичеллитом указывает на принадлежность их (интрузий и месторождений) к геленит-монтичеллитовой фации глубинности (Коржинский, 1940).

Несмотря на недостаточную в целом изученность рассматриваемых месторождений, постоянная приуроченность их к комплексам ультраосновных-щелочных интрузий позволяет говорить о некоторых региональных геологических факторах, предварительно определяющих перспективы флогопитоносности того или иного геолого-структурного района. Такими региональными факторами флогопитоносности можно считать геологические закономерности размещения провинций ультраосновных-щелочных пород. Важнейшие из них, отражающие связь провинций с региональными структурами, следующие (по Ю. М. Шейнманну и др., 1961):

А. *Приуроченность провинций ультраосновных-щелочных пород к зонам разломов в окраинных областях древних платформ.* Примерами могут служить Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская, Алданская и, возможно, Анабар-Оленекская провинции, расположенные на окраинах платформ (см. фиг. 1) , а из зарубежных — провинция западной окраины Канадской платформы и др.

Б. *Приуроченность провинций ультраосновных-щелочных пород к зонам крупнейших нарушений типа Великих Африканских разломов.* Подобные разломы не зависят от других структур регионов; они пересекают платформы и переходят в складчатые области («сквозьструктурные» разломы, по Ю. М. Шейнманну и др., 1961). Классическим примером является гигантская провинция Восточной Африки, протянувшаяся вдоль Восточно-Африканских рифтов на тысячи километров. На территории СССР наметились две аналогичные (по структурным связям) провинции: Енисейская и Байкальская (см. фиг. 1). Енисейская провинция приурочивается к сквозьструктурному разлому, проходящему по западной границе Сибирской платформы, а Байкальская — связывается со сложной системой Байкальских разломов (Шейнманн и др., 1961).

В. *Приуроченность провинций ультраосновных-щелочных пород к разломам, развивающимся по шву между платформой и областью завершенной складчатости.* К подобному разлому, разделяющему байкалиды Восточного Саяна и Сибирскую платформу, приурочена Присаянская провинция.

Г. *Приуроченность провинций ультраосновных-щелочных пород к антиклинориям, консолидация которых произошла раньше остальной части складчатой области.* Примером такой связи может служить недавно выявленная Сихотэ-Алинская провинция, приуроченная к восточной границе одноименного антиклинория.

Перечисленные закономерности следует рассматривать как предварительные в связи с недостаточной изученностью ультраосновных-щелочных комплексов интрузий; дальнейшие исследования внесут, несомненно, соответствующие коррективы и дополнения.

Локальные факторы флогопитоносности, контролирующие локализацию флогопитопроявлений в пределах отдельных интрузий, носят также предварительный характер, поскольку к настоящему времени обстоя-

тельно изучено и разведано только одно месторождение рассматриваемой формации — Гулинское. Флогопитопроявления этого месторождения контролируются (Эпштейн и др., 1961): а) наличием метасоматически измененных гипербазитов: нефелинизированных, диопсидизированных, мелилитизированных, флогопитизированных и кальцитизированных или превращенных в автореакционные скарны, близкие по минеральному составу к магнезиальным скарнам; б) наличием зон трещиноватости, брекчий и разломов, фиксируемых полями даек, метасоматических и гидротермальных жил.

Распространять эти закономерности на другие месторождения рассматриваемой формации нецелесообразно, поскольку условия локализации флогопитопроявлений на этих месторождениях в настоящее время не известны. Кроме того, разнообразие флогопитоносных метасоматических пород, очевидно, не исчерпывается разностями, установленными на Гулинском месторождении.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ФЛОГОПИТОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР

Флогопитовая промышленность Советского Союза базируется в настоящее время исключительно на алданских и слюдянских месторождениях, связанных с магнезиально-карбонатными толщами древних гранито-гнейсовых комплексов. Поскольку запасы флогопита в слюдянских месторождениях относительно невелики (4,4% общесоюзных балансовых запасов по состоянию на 1 января 1959 г.), удовлетворение растущих потребностей народного хозяйства в этом сырье будет осуществляться в ближайшем будущем главным образом за счет интенсификации добычных работ на алданских месторождениях. Естественно, параллельно с отработкой действующих и освоением новых месторождений необходимо иметь постоянный прирост запасов флогопита. С одной стороны, это отчасти возможно за счет эффективных поисков месторождений в пределах известных флогопитоносных районов, а с другой — за счет выявления новых районов, перспективных на флогопит. Рассмотрим эти возможности отдельно по каждой формации месторождений.

Формация флогопитовых месторождений магнезиально-карбонатных комплексов

Среди известных флогопитоносных районов СССР, относящихся к формации месторождений магнезиально-карбонатных комплексов, наиболее перспективным в отношении выявления новых месторождений является Южная Якутия (Алданская флогопитоносная провинция), где в настоящее время сосредоточено 66,7% общесоюзных балансовых запасов флогопита (по состоянию на 1 января 1959 г.). Наиболее благоприятные площади для поисков новых месторождений располагаются в восточной половине Алдано-Тимптонского междуречья, сравнительно хорошо изученного в геологическом отношении. Здесь, как известно, сконцентрированы все разрабатываемые месторождения и почти все разведанные запасы флогопита Южной Якутии. Обнаруженное в последнее время на этой территории Каталахское месторождение свидетельствует о возможности нахождения здесь новых флогопитопроявлений. Кроме того, реальными площадями для прироста запасов флогопита на разрабатываемых месторождениях следует считать прирудничные участки, расположенные по простиранию продуктивной (флогопитоносной) толщи, а также неразведанные более глубокие горизонты. Особое внимание необходимо

уделить выявлению «слепых» флогопитоносных залежей. Другими перспективными районами Южной Якутии являются бассейны рек Учур и Чуга, междуречья Тимптон-Учур и Амедичи-Алдан. В Учурском районе известно более десяти месторождений, из которых разведано только три; в Чугинском районе из шести известных месторождений разведано четыре; имеются указания на флогопитопроявления в междуречьях Тимптон-Учур и Амедичи-Алдан. Геология и флогопитоносность этих районов (особенно двух последних) изучены слабо; нахождение здесь новых месторождений флогопита представляется вполне возможным.

Перспективы Слюдянского флогопитоносного района, учитывая высокую степень его разведанности, очень ограничены. Однако некоторый прирост запасов флогопита главным образом за счет поисков «слепых» флогопитоносных залежей и разведки месторождений на глубину представляется реальным. Выявление же новых промышленных месторождений в этом районе маловероятно.

Запасы флогопита в месторождениях Юго-Западного Памира незначительны и составляют лишь 0,7% общесоюзных балансовых запасов (по состоянию на 1 января 1959 г.). Район недостаточно изучен в геологическом отношении. Известные месторождения недоразведаны. Перспективными участками в отношении флогопитоносности предварительно можно считать площади выхода пород горанской свиты.

Исходя из фактического размещения флогопитоносных районов на территории СССР и учитывая закономерные региональные факторы слюдоносности, намечаются следующие наиболее благоприятные в отношении флогопитоносности геолого-структурные районы (комплексы). Прежде всего это районы Восточной Сибири, сложенные архейским алдано-слюдянским комплексом: Анабарский массив, Главный антиклинорий Восточного Саяна, южная часть Енисейского поднятия (кряжа) и складчатая область Забайкалья (см. фиг. 1).

А н а б а р с к и й к р и с т а л л и ч е с к и й м а с с и в является наиболее древним сооружением Сибирской платформы. Он сложен в основном архейскими метаморфическими породами, представленными гнейсами, кристаллическими сланцами и мигматитами, и магматическими разновозрастными породами. Метаморфическая толща массива подразделяется на четыре серии (снизу вверх): далдынскую, верхнеанабарскую, верхнеламуйкскую и хапчанскую (Рабкин, 1960 и др.).

Далдынская серия представлена двупироксеновыми, амфиболово-пироксеновыми и гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами и подчиненными прослоями и линзами гранатовых гранулитов, кварцитов, магнетитовых сланцев и высокоглиноземистых гнейсов.

Верхнеанабарская серия характеризуется однородностью петрографического состава. Преобладают гиперстеновые гнейсы; изредка встречаются прослои и линзы мраморов, кальцифиров, парагнейсов и других пород.

Верхнеламуйкская серия сложена в основном биотитовыми, амфиболовыми и биотитово-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами; подчиненное положение занимают прослои и линзы мраморов, кальцифиров, кварцитов и парагнейсов.

Хапчанская серия представлена биотитово-гранатовыми, биотитово-гиперстеновыми, гранатово-гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами, амфиболитами, мраморами, кальцифирами и скаполитово-диопсидовыми породами.

Метаморфическая толща Анабарского массива интенсивно мигматизирована и гранитизирована, вследствие чего в ней широко распространены мигматиты и различные инъекционные гнейсы. Среди архейских извер-

женных пород, прорывающих метаморфическую толщу, преобладают гранитоиды (главным образом, аляскиты); ультраосновные породы (амфиболизированные и серпентинизированные перидотиты, амфиболизированные пироксениты и др.) играют незначительную роль. Известные флогопитопроявления в восточной части массива (бассейн р. Россоха) указывают на возможность нахождения здесь месторождений флогопита (Стронин, 1958).

Главный антиклинорий Восточного Саяна сложен архейскими метаморфическими и магматическими породами. По имеющимся данным (Лурье и Обручев, 1950 и др.), нижняя часть метаморфической толщи представлена биотитовыми, пироксеновыми (диопсидовыми и гиперстеновыми), роговообманковыми, биотитово-роговообманковыми, биотитово-гранатовыми, кордиеритовыми и силлиманитовыми гнейсами, амфиболитами, кварцитами, мраморами и мигматитами. Этот комплекс пород сопоставляется с шарыжелгайской и частично со слюдянской свитами Южного Прибайкалья. Верхняя часть архейской метаморфической толщи Восточного Саяна, близкая по составу слюдянской свите Южного Прибайкалья, помимо преобладающих мраморов (кальцитовых, доломитовых), содержит разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы (биотитовые, биотитово-амфиболовые и др.). Архейские интрузии, прорывающие метаморфическую толщу, представлены в основном гранитогнейсами, гранитами и кварцевыми диоритами. Известное в Восточном Саяне Кыренское месторождение флогопита позволяет считать этот район благоприятным в отношении флогопитоносности.

Южная часть Енисейского кряжа представляет собой северное продолжение Восточного Саяна. Архейская метаморфическая толща этого района подразделяется Ю. А. Кузнецовым (1952) на канский (нижнеархейский) и енисейский (верхнеархейский) метаморфические комплексы.

Канский комплекс сложен гиперстеновыми, гранатовыми и гиперстеново-гранатовыми гнейсами, пироксеновыми и пироксеново-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. В составе енисейского комплекса преобладают биотитово-плагиоклазовые гнейсы и плагиоклазовые параамфиболиты с маломощными прослоями полевошпатовых кварцитов, кальцифиров и доломитов; широко распространены мигматиты. Архейские магматические породы представлены гранитами, чарнокитами, измененными диоритами и диабазами. Хотя в южной части Енисейского кряжа флогопитопроявления не известны, общие геологические данные позволяют относить этот район и особенно енисейский метаморфический комплекс, содержащий прослои доломитов, к потенциально-перспективным на флогопит.

Складчатая область Забайкалья. На огромной территории Забайкалья, охватывающей Олекмо-Витимское междуречье (в верхнем и среднем течении) и значительные площади между р. Витимом и оз. Байкалом (см. фиг. 1), известны многочисленные выходы пород алдано-слюдянского комплекса. Архейские метаморфические породы, широко развитые здесь по долинам рек и в ядрах поднятий Байкальского складчатого комплекса, представлены биотитовыми, пироксеновыми, амфиболовыми, пироксеново-амфиболовыми и биотитово-амфиболовыми гнейсами, диопсидовыми, гранатовыми, гранатово-силлиманитовыми и другими кристаллическими сланцами, мраморами (обычно доломитовыми), амфиболитами и кварцитами; широко распространены мигматиты. Из архейских магматических пород преобладают гранитоиды: гнейсовидные граниты, аляскиты, гранито-гнейсы, фельдшпатолиты и другие (Арсеньев, 1952).

Флогопитоносность Забайкалья не изучена. Однако известные в этом районе флогопитопроявления (Каларское, Каралонское и др.) позволяют ожидать выявления промышленных месторождений.

Помимо перечисленных районов Восточной Сибири, благоприятным в отношении флогопитоносности представляется Украинский кристаллический щит. Архейская метаморфическая толща, развитая на всем протяжении щита (от Волыни до Приазовья), сложена, как известно, биотитовыми, пироксеновыми (диопсидовыми, гиперстеновыми), биотитово-амфиболовыми, биотитово-гранатовыми, силлиманитовыми, графитовыми и другими гнейсами с подчиненными прослоями и линзами кварцитов, амфиболитов, мраморов (часто доломитовых). Гнейсовая толща прорвана гранитами кировоградского комплекса. В отношении глубинности метаморфизма и гранитизации архейский гранито-гнейсовый комплекс Украинского щита аналогичен восточносибирскому архею и относится к «алданской» фации глубинности (Коржинский, 1940 и др.). По имеющимся данным (Шустов, 1958), благоприятными районами для прогноза флогопитовых месторождений являются площади развития хощевато-завальевского комплекса графитовых гнейсов и мраморов, районы Козиевки и Радомышля (тетеревский гнейсовый комплекс), гнейсовый комплекс Приазовья и др.

Формация флогопитовых месторождений в комплексах ультраосновных-щелочных пород

Закономерная пространственная приуроченность флогопитовых месторождений рассматриваемой формации к ультраосновным-щелочным интрузиям позволяет, учитывая недостаточную изученность флогопитопроявлений и отсутствие надежных критериев флогопитоносности, рассматривать каждую из подобных интрузий потенциальным месторождением флогопита. Хотя большинство интрузий изучено недостаточно, а некоторые из них только условно относятся к формации ультраосновных-щелочных пород, тем не менее в геолого-петрографическом отношении и генетически все они близки между собой (Шейнманн и др., 1961; Волотовская, 1960; Егоров и др., 1961; Воробьева, 1960 и др.). Исходя из сказанного, благоприятными в отношении флогопитоносности районами можно предварительно считать все известные к настоящему времени провинции ультраосновных-щелочных пород: Маймеча-Котуйскую, Анабар-Оленекскую, Алданскую, Енисейскую, Байкальскую, Присаянскую, Карело-Кольскую, Сихотэ-Алинскую и Уральскую (см. фиг. 1). Флогопитоносность перечисленных провинций почти не изучена и в литературе по этому вопросу приводится очень мало сведений. Пожалуй, больше всего материалов имеется по флогопитоносности Маймеча-Котуйской провинции, хотя некоторые данные известны по флогопитоносности Алданской и Карело-Кольской провинций.

Маймеча-Котуйская провинция расположена на севере Сибирской платформы и приурочена к стыку Анабарского массива с Тунгусской синеклизой и Хатангским прогибом. В настоящее время здесь выявлено более двадцати ультраосновных-щелочных интрузий: Гулинская, Маган, Одихинча, Седете, Бор-Урях, Кугда и др. С Гулинской интрузией связано, как известно, крупное одноименное флогопитовое месторождение, в котором сосредоточено 28,2% общесоюзных балансовых запасов флогопита (по состоянию на 1 января 1959 г.). Однако этим не исчерпываются все возможности Гулинского месторождения; реальным представляется прирост запасов флогопита за счет разведки некоторых участков на глубину и поисково-разведочных работ на площадях, приле-

гающих к разведанным участкам (Эпштейн и др., 1961). Другие ультраосновные-щелочные интрузии рассматриваемой провинции также можно считать перспективными в отношении обнаружения месторождений флогопита, поскольку в некоторых из них (Бор-Урях, Одихинча, Маган, Кугда) известны флогопитопроявления (Шейнманн и др., 1961; Мотычко, 1958 и др.).

А л д а н с к а я   п р о в и н ц и я объединяет шесть ультраосновных-щелочных интрузий, расположенных по периферии Алданского щита: Чад, Энгили, Сетта-Дабан, Кандер, Инагли и Арбарастах. Помимо флогопитопроявлений, связанных с интрузией Арбарахстах, в пределах провинции известно крупное месторождение вермикулита, приуроченное к Инаглинскому массиву ультраосновных-щелочных пород. По мнению А. М. Корчагина, проводившего разведку месторождения, образование вермикулита обусловлено гидратизацией флогопита, протекавшей в условиях формирования древней коры выветривания; предполагается, что на глубине вермикулит переходит в неизмененный флогопит, который, возможно, образует здесь промышленное месторождение (устное сообщение). Данные о флогопитоносности других интрузий Алданской провинции отсутствуют.

К а р е л о - К о л ь с к а я   п р о в и н ц и я расположена в северо-восточной части Балтийского щита на территории Кольского полуострова и северной Карелии. В настоящее время здесь известно более десяти массивов ультраосновных-щелочных пород: Большой Ковдорский, Африканда, Озерная Варака, Салмагорский, Песочный, Вуори-Ярви и др. Формирование этих массивов, как следует из литературных данных, сопровождалось различными метасоматическими процессами, достигавшими максимальной интенсивности в послемагматическую стадию. В определенных условиях здесь, в частности, широко проявились процессы флогопитизации «автометаморфного и наложенного характера» (Волотовская, 1960). Флогопитопроявления известны в ряде массивов: Большой Ковдорский, Африканда, Вуори-Ярви и др. Наиболее изучено из них Ковдорское флогопитово-вермикулитовое месторождение, в котором образование вермикулита связано с гидратизацией флогопита (Токмаков, 1961_{1-3}; Терновой, 1960 и др.). По запасам вермикулита это одно из крупнейших месторождений в СССР. Переход на глубине вермикулита в флогопит указывает на возможность выявления здесь промышленного месторождения флогопита. По-видимому, аналогичная картина имеется в массиве Африканда и др.

Флогопитоносность других провинций ультраосновных-щелочных пород совершенно не изучена, но известные благоприятные предпосылки (вермикулитовые месторождения в Уральской и Сихотэ-Алинской провинциях, наличие мелкокристаллического флогопита в породах Енисейской и Присаянской провинций и др.) позволяют считать их перспективными на флогопит.

Наконец, к благоприятным районам в отношении флогопитоносности можно отнести также Чадобецкое поднятие (Восточная Сибирь), где по имеющимся данным (Шейнманн и др., 1961) известны ультраосновные-щелочные интрузии центрального типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До последнего времени считалось, что промышленные месторождения флогопита образуются только в древних (архейских) гранито-гнейсовых комплексах, формирующихся в условиях ультраабиссальной (алданской) фации глубинности. Однако открытие Гулинского месторождения и других флогопитопроявлений, приуроченных к более молодым комплексам

ультраосновных-щелочных пород, показало, что флогопитовые месторождения могут образовываться и в условиях меньшей глубинности (геленит-монтичеллитовая фация). Расширение диапазона глубинности флогопитообразования открывает широкие перспективы нахождения новых флогопитоносных районов и способствует наращиванию сырьевой базы флогопитовой промышленности.

Помимо работ по выявлению флогопитоносности отдельных районов необходимо дальнейшее проведение научных исследований по выяснению закономерностей образования и размещения флогопитовых месторождений. При этом особое внимание следует обратить на месторождения, связанные с ультраосновными-щелочными породами, поскольку они открыты сравнительно недавно и в целом слабо изучены. Представляется, что при наличии достаточных геолого-структурных данных наиболее важным в исследованиях этих месторождений является изучение парагенезисов минералов и метасоматической зональности, отражающих основные закономерности флогопитообразования. В ультраосновных-щелочных комплексах пород состав магнезиально-железистых слюд, как известно, весьма непостоянен и меняется в широких пределах: от существенно магнезиального до железистого. Поэтому одна из важнейших задач изучения подобных месторождений заключается в выяснении условий образования и локализации магнезиальной разновидности слюды (флогопита). Большую помощь в решении этого вопроса может оказать анализ парагенезисов минералов. Предварительно следует отметить, что поскольку образование флогопита обусловлено метасоматическими процессами, содержание железа в слюде, очевидно, в значительной мере будет зависеть от соотношения Mg и Fe в породах, подвергшихся метасоматозу (оливиниты, дуниты или пироксениты и др.).

Задачи дальнейших исследований флогопитовых месторождений, связанных с древними гранито-гнейсовыми комплексами, сводятся к следующему. Прежде всего необходимо продолжить изучение метасоматической зональности и парагенезисов минералов с целью уточнения условий образования и локализации маложелезистого флогопита, а также для установления минералогических критериев, способствующих в сочетании с благоприятными геолого-структурными признаками выявлению слепых флогопитоносных тел. Существенное внимание следует уделить выяснению характерных особенностей метасоматической зональности магматической стадии и определению соотношений между метасоматическими явлениями магматической и послемагматической стадий.

Наконец, важным с научной и практической точек зрения представляется изучение кор выветривания на флогопитовых месторождениях рассмотренных формаций.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Е. С. Швецов, С. П. Механошин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА В АЛДАНСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

ВВЕДЕНИЕ

Алданская флогопитоносная провинция по разведанным запасам и по своим потенциальным возможностям является крупнейшим флогопитоносным районом мира. Алданская флогопитоносная провинция занимает юго-западную часть Якутской АССР, располагаясь в основном в Алданском и частично в Тимптонском административных районах. Границами территории этого района считаются: на западе р. Чуга, на востоке р. Учур, на севере р. Алдан, на юге р. Иенгра. Общая площадь, на которой располагаются флогопитовые месторождения, составляет около 125 тыс. *км*². Эта обширная территория занимает приподнятую область водораздела, именуемого Алданским плоскогорьем или Алдано-Учурским сводовым поднятием.

В геологическом отношении район располагается в пределах Алданского кристаллического щита — восточного выхода архейского фундамента Сибирской платформы. Началом геологических исследований в районе были работы В. Н. Зверева, проведенные в 1912 г. по Алдану, в результате которых было введено понятие Алданской свиты как самостоятельной геотектонической единицы. Первое детальное геолого-петрографическое изучение архейского комплекса было проведено Д. С. Коржинским, который в 1931 г. маршрутом по р. Тимптон пересек Алданский кристаллический массив с юга на север, дал разрез архейских пород и предложил схему стратиграфического деления архея на три свиты (снизу вверх); иенгрскую, чарнокитовую и джелтулинскую, и на основании сходства петрографического состава и парагенезиса метаморфических пород Алдана с породами Слюдянского района (Южное Прибайкалье) высказал предположение о возможности нахождения на территории Алданского района промышленных месторождений флогопита. Предположение Д. С. Коржинского подтвердилось: в 1935 г. Ю. К. Дзевановским на берегу р. Куранах были найдены кристаллы флогопита, в 1937 г. А. А. Якжиным открыто и разведано первое на Алдане — Куранахское месторождение. С этого периода в Алданском районе интенсивно начинает развиваться слюдяная промышленность, а также усиливаются геологические исследования на обширной площади.

Геологические исследования в пределах Алданского кристаллического щита в большом объеме проводили: Восточно-Сибирское и Читинское геологические управления, тресты «Якутзолото» и «Сибгеолнеруд», целый ряд центральных научно-исследовательских институтов и другие геологические организации. Геологическое изучение территории Южной Якутии,

проведенное с целью выяснения ее слюдоносности, дало обширный материал, освещающий вопросы стратиграфии архейской толщи, ее петрографического состава, литологии, тектонического строения и позволило выявить ряд крупных промышленных месторождений флогопита. Региональными работами, проведенными в пределах Алданского кристаллического щита, была разработана унифицированная стратиграфическая схема расчленения пород этого региона.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК АЛДАНСКОГО ФЛОГОПИТОНОСНОГО РАЙОНА

В геологическом строении этого крупнейшего флогопитоносного района принимают участие разнообразные по возрасту и генезису породы. Среди них выделяются архейские магматические и метаморфические образования, протерозойские метаморфические и магматические породы, нижнекембрийские глинисто-карбонатные отложения, палеозойские основные магматические породы, юрские континентальные песчано-глинистые угленосные отложения, послеюрские щелочные и щелочно-земельные магматические породы. Из всех перечисленных комплексов пород преимущественное распространение имеют архейские образования. Архейский комплекс представлен толщей глубоко метаморфизованных кристаллических пород, преимущественно первично-осадочного происхождения, и интрузивными породами, преимущественно гранитного состава.

СТРАТИГРАФИЯ

Архейский метаморфический комплекс представлен наиболее древними породами, слагающими собственно Алданский щит и имеющими абсолютный возраст около 1900 млн. лет. Эта толща расчленяется на три серии (снизу) — иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую.

Самая древняя серия метаморфических пород — иенгрская — характеризуется наличием биотитовых, амфиболовых, пироксеновых, силлиманитовых, кордиеритовых и биотитово-гранатовых кристаллических сланцев и гнейсов, амфиболитов, кварцитов, мраморов, кальцифиров и диопсидитов.

Диопсидитами нами именуется группа пород карбонатно-силикатного ряда, возникших в результате метаморфизма и метасоматоза первично-осадочных карбонатных пород. В нее включаются мономинеральные диопсидовые, диопсидово-амфиболовые, диопсидово-шпинелевые, форстеритово-шпинелево-диопсидовые, форстеритовые, форстеритово-хондродитово-диопсидовые, флогопитовые, флогопитово-диопсидовые, скаполитовые, диопсидово-скаполитовые, магнетитово-диопсидовые, диопсидово-форстеритово-магнетитовые и некоторые другие породы. Иенгрская серия расчленяется на три свиты (снизу) — чекчейскую, верхнеалданскую и федоровскую.

Чекчейская свита является самым нижним членом разреза Алданского щита. В ее нижней части распространены амфиболово-пироксеново-плагиоклазовые, пироксеново-скаполитово-плагиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболовые, силлиманитовые и биотитово-гранатовые гнейсы, которые выше сменяются амфиболитами, силлиманитовыми, силлиманитово-гранатовыми и силлиманитово-кордиеритовыми гнейсами, пироксеновыми, силлиманитовыми и диопсидово-гиперстеновыми сланцами, с линзами кварцитов. Мощность свиты составляет 800—1700 *м*.

Перечисленные породы пользуются большим распространением в верхней части бассейна р. Чуга.

Выше залегают существенно кварцевые породы, которые объединяются в верхнеалданскую свиту, расчлененную на две подсвиты — алданскую и нимнырскую.

Основной фон алданской подсвиты составляют мономинеральные силлиманитовые, магнетитовые, полевошпатовые, графитовые, турмалиновые и другие кварциты. Кроме кварцитов, в ее верхней и нижней частях распространены силлиманитовые, кордиеритовые и биотитово-гранатовые гнейсы, слагающие среди кварцитов линзы и прослои. Породы этой подсвиты встречаются в бассейнах рек Амедичи, Алдан, Иенгра и Чуга. Алданская подсвита интересна в том отношении, что к ее кварцитовым толщам приурочены все известные месторождения горного хрусталя, корунда, осадочных железных руд (гематитово-магнетитовые кварциты) и некоторых других полезных ископаемых. Породы алданской подсвиты сменяются вверх по разрезу породами, слагающими нимнырскую подсвиту. Петрографический состав этой подсвиты довольно разнообразен. Здесь наблюдаются основные кристаллические сланцы и амфиболиты с прослоями кварцитов, кварцито-гнейсов и высокоглиноземистых (гранатовых и кордиеритовых) пород, особенно в верхней части разреза.

Общая мощность верхнеалданской свиты составляет 3000—4500 *м*. Породы свиты обнажаются в низовьях р. Чампула, а также в бассейнах Тимптона, Большого и Малого Нимгеров, Чуги и на водоразделе Учура и Алдана.

Иенгрская серия венчается породами федоровской свиты, которая сложена амфиболово-пироксеново-плагиоклазовыми, диопсидово-плагиоклазовыми силлиманитово-кордиеритовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, а также биотитово-гранатовыми, гранатовыми и графитовыми гнейсами, мраморами и диопсидитами, с жилами и линзами магнетит- и флогопитсодержащих их разностей. Мощность свиты определяется в 1500 *м*. К федоровской свите приурочены все известные промышленные месторождения флогопита и железа. Породы свиты наблюдаются в основном по правобережью р. Тимптона и в бассейнах Большого Ыллымаха, Большой Неакуи, Тас-Хонку, Курунг-Хонку, Хатыми, Иенгры. Небольшие выходы пород этой свиты на дневную поверхность встречены в бассейнах р. Нимгеркан, Большой и Малый Нимгер и др.

Метаморфический комплекс пород иенгрской серии сменяется выше комплексом, образующим тимптонскую серию, которая в свою очередь разделяется на три свиты: нижнесуннагинскую, верхнесуннагинскую и кюриканскую. Для этой серии характерны гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы. В основании тимптонской серии залегает нижнесуннагинская свита, представленная гиперстеновыми и диопсидово-гиперстеновыми кристаллическими сланцами с прослоями диопсидово-плагиоклазовых кристаллических сланцев, плагиогнейсов и амфиболитов. Ее мощность 2500—3500 *м*.

Выше по разрезу располагается верхнесуннагинская свита, сложенная гиперстеновыми плагиогнейсами с прослоями и линзами гранулитов, гиперстеновых гнейсов и амфиболитов. Мощность свиты 3000 *м*.

Заканчивается разрез тимптонской серии кюриканской свитой, представленной толщей довольно своеобразных, высокоглиноземистых пород среди которых преобладают биотитово-гранатовые, гранатовые и силлиманитово-гранатовые кристаллические сланцы, гранулиты, биотитово-гиперстеновые плагиогнейсы и амфиболиты мощностью 2000—3200 *м*.

Породы тимптонской серии встречаются в бассейне Тимптона в виде полосы, простирающейся в меридиональном направлении. Несколько

восточнее наблюдается второй широкий выход на дневную поверхность пород этой свиты, занимающий площади водоразделов Алдана, Тимптона и Учура.

Самым верхним членом стратиграфического разреза Алданского архея является джелтулинская серия, расчленяющаяся на две свиты (снизу): сутамскую и хойкинскую.

Сутамская свита представлена однообразной толщей биотитово-гранатовых гнейсов с линзами и прослоями минерализованных мраморов и диопсидитов. Ее мощность 1000—1500 *м*.

Хойкинская свита состоит из гиперстеновых, амфиболовых и биотитовых гнейсов, амфиболитов и диопсидитов. Последние имеют подчиненное значение. Мощность свиты 1000—1200 *м*.

Структурный план пород джелтулинской серии не совпадает со структурным планом лежащей ниже серии, что позволяет предполагать существование стратиграфического несогласия между ними и перерыва в осадконакоплении архея Алданского щита.

В е р х н е а р х е й с к и й и н и ж н е п р о т е р о з о й с к и й к о м п л е к с ы слагают кристаллический фундамент в области Станового тектогенеза, обрамляющей Алданский щит с юга и запада (хребет Становой — на юге и долина р. Олекмы — на западе) и сочленяющей его с Чарской глыбой. Метаморфические образования этого комплекса имеют абсолютный возраст, варьирующий в пределах 1400—985 млн. лет. Интенсивная дислоцированность пород создает здесь значительные трудности в стратиграфическом расчленении метаморфических толщ. Тем не менее на основании материалов, полученных при региональных исследованиях, эта толща расчленяется на два комплекса: олекминский (верхнеархейский) — мощностью 7000 *м* и становой (нижнепротерозойский), мощность которого составляет 1500—2500 *м*.

С и н и й с к и е о с а д о ч н ы е о б р а з о в а н и я резко несогласно залегают на кристаллических образованиях фундамента. Синийский возраст этих слабо метаморфизованных осадочных толщ определен по геологической позиции и обнаруженным в них спорам. Синийские отложения сложены толщей аркозовых и кварцитовидных песчаников с маломощными прослоями песчано-глинистых сланцев, горизонтами мраморизованных известняков, переслаивающихся с маломощными пластами аркозовых песчаников и слюдисто-глинистых сланцев, и углисто-глинистыми, песчано-глинистыми и слюдистыми сланцами с тонкими прослоями известняков, аркозовых и кварцитовидных песчаников.

Комплекс пород синийской формации распространен на западе в долине р. Олекмы и на севере в бассейне р. Учур. В центральной части щита эти породы не встречены.

К е м б р и й с к и е м о р с к и е о т л о ж е н и я развиты на больших площадях в северной части района, в бассейне Алдана, где они представляют собой южный край кембрийского покрова Сибирской платформы и северную границу Алданской флогопитоносной провинции. Кембрийские отложения также наблюдаются в юго-восточной части района в бассейне Учура и его левых притоков. Кроме этого, по всей площади района имеется ряд мелких изолированных пятен кембрия. Кембрийские отложение залегают горизонтально и имеют резкое несогласие с архейскими кристаллическими породами, на которых они залегают. Возраст этих отложений по находкам водорослей, археоциат и трилобитов определен как нижнекембрийский. Комплекс кембрийских отложений по литологическому составу расчленен на ряд свит и представлен песчаниками, доломитами, доломитизированными известняками, мергелями и мергелистыми известняками.

Юрские континентальные отложения занимают большую территорию в юго-западной части Алданского флогопитоносного района и наблюдаются в бассейне верхнего течения р. Тимптон и его левых притоков — Хатыми, Чульмана и других, а также в виде мелких пятен в различных частях района. Юрские отложения залегают на размытой поверхности кембрийских отложений и архейских образований и представляют собой разрозненные части некогда единого юрского покрова. Эти отложения представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами, аргиллитами с мощными пластами и прослоями каменного угля. Возраст этих отложений определен на основании многочислённых находок остатков растений. По литологическому составу комплекс юрских континентальных отложений расчленен на четыре свиты (снизу): юхтинскую, представленную конгломератами, песчаниками и алевролитами, гульманскую, сложенную в основном песчаниками; дурайскую, состоящую из гравелитов, песчаников, сланцев, аргиллитов с мощными пластами угля и горкитскую, сложенную песчаниками.

МАГМАТИЗМ

Среди стратифицируемых комплексов горных пород Алданского щита и обрамляющих его областей располагаются секущие и послойные интрузии ультраосновного, основного, кислого и щелочного состава. Возникновение этих многочисленных магматических образований связано с длительным периодом формирования региона под воздействием напряженных и разновозрастных тектоно-магматических процессов.

Наиболее древние магматические образования Алданского щита возникли в период архейского магматического цикла, в условиях геосинклинального режима до основного глубокого метаморфизма слагающих его осадочных пород. В этот этап формируются преимущественно межформационные пластовые и жильные интрузии ультраосновного и основного состава, которые позднее, в период регионального метаморфизма, были преобразованы в амфиболиты, основные и ультраосновные кристаллические сланцы.

Следующим и основным весьма длительным и многофазным этапом магматической деятельности является верхнеархейский цикл, характеризующийся внедрением гранитных магм, процессами гранитизации, мигматизации и метасоматоза. В первую фазу верхнеархейского вулканизма внедрились серые плагиограниты, которые в большей своей части были превращены в различные ортогнейсы. Вторая и третья фазы, характеризующиеся наиболее усиленной магматической деятельностью, сопровождались внедрением послойных и секущих интрузий биотитовых, амфиболовых, биотитово-амфиболовых и аляскитовых гранитов, а также возникновением палингенных гранитов и мигматитов.

Все выше перечисленные разности гранитов в пределах щита пользуются широким развитием, слагая послойные и секущие интрузивные тела относительно небольших размеров. Жильные дериваты гранитной магмы представлены аплитами, ортотектитами и собственно пегматитами.

Протерозойский магматический цикл проявился главным образом лишь в области станового тектогенеза, обрамляющей щит. В пределах щита в этот период происходит инъекция основной и кислой магмы, вследствие которой образовались интрузивные тела габбро-диабазов, диабазов, гранит-пегматитов и пегматитов.

Палеозойский (варисский) магматический цикл связан с зонами палеозойских дизъюнктивных нарушений и характеризуется образованием интрузий основного состава, залегающих обычно в виде секущих даек.

По петрографическому составу выделяются дайки, сложенные диабазами, габбро-диабазами, кварцевыми диабазами, оливиновыми диабазами и диабазовыми порфиритами.

Наиболее молодой мезозойский (киммерийский) магматический цикл характеризуется внедрением щелочных и субщелочных магм, приуроченных к местам пересечения глубинных разломов субмеридионального и субширотного простирания. В результате вулканической деятельности этого цикла образованы интрузивные тела межформационного и трещинного типов, сложенные щелочными и щелочноземельными сиенитами, микросиенитами и их жильными аналогами (ортофирами, кератофирами, монцонитами и др.).

ТЕКТОНИКА

Основные геотектонические структуры района возникли в архейское время после завершения осадконакопления. В архее вся территория района была геосинклинальным бассейном, где шло накопление мощной толщи терригенных осадков, впоследствии подвергшихся интенсивным складкообразовательным процессам, сопровождавшимся магматической деятельностью. В результате складкообразовательных процессов вся толща была смята в серию сложных складок, а магматические процессы, протекавшие в период складкообразования, вызвали глубокий метаморфизм толщи. Таким образом, в архейское время геосинклинальное развитие района заканчивается и район превращается в участок земной коры, реагирующий на все тектонические процессы как жесткая глыба.

Архейские структуры представляют систему синклинориев и анти клинориев, осложненных складчатыми формами высших порядков. В целом же метаморфическая толща района имеет грубо моноклинальную структуру, которая подтверждается погружением пород с запада на восток и сменой древних отложений более молодыми отложениями. Складчатые структуры усложняются дизъюнктивными нарушениями большой протяженности, которые обычно сопровождаются зонами развития катаклаза и милонитизации.

В протерозойское время южная часть щита, т. е. область сопряжения щита с геосинклинальной областью Станового хребта, была вовлечена в складкообразовательные процессы, сопровождавшиеся интрузией габбро-анортозитового и гранитного состава. После завершения протерозойского тектогенеза архейский щит был пенепленизирован и дважды подвергся трансгрессии моря. В морских бассейнах шло осадконакопление, приведшее к образованию осадочных толщ синийского и нижнекембрийского возраста. С отступлением моря наступает этап континентального развития.

В палеозое регион испытал слабые пликативные деформации, в результате которых осадочные толщи были смяты в очень пологие складки, и подвергся расколам, которые явились путями внедрения габброидной магмы, образовавшей небольшие дайки.

В начале юрских тектонических движений кристаллический щит подвергся расколам северо-восточного направления, что привело к образованию ряда горстов и громадного прогиба вдоль южного края щита, заполненного юрскими угленосными отложениями. В послеюрский период район вновь пережил напряжения, вызвавшие дизъюнктивные дислокации, образовавшие целый ряд разрывов, по которым произошло внедрение щелочной и щелочноземельной магмы, давшей ряд гипабиссальных магматических пород. В последующее время, вплоть до наших дней, регион испытывает лишь медленные эпейрогенические движения, усиливающие эрозионное расчленение поверхности Алданского щита.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Алданская флогопитоносная провинция не имеет себе равных в мире. На площади более чем в 100 тыс. *км*² располагается около 100 флогопитовых месторождений с промышленными запасами в сотни тысяч тонн. Общие прогнозные геологические запасы Алданской провинции составляют 1,2 — 1,5 млн. *т*. Все флогопитовые месторождения локально и генетически связаны с диопсидитами, которые являются продуктами метаморфизма и метасоматоза архейских карбонатных пород доломитового состава. Месторождения приурочены к так называемым продуктивным горизонтам, занимающим определенное стратиграфическое положение в метаморфической толще архея. Продуктивные на флогопит горизонты обычно хорошо выдержаны и прослеживаются по простиранию на значительные расстояния. В продуктивных горизонтах выделяются пласты, пачки и линзы, сложенные диопсидитами, в пределах которых и располагаются промышленные месторождения.

Для алданских месторождений характерны следующие морфологические типы промышленных скоплений флогопита: рассеянные одиночные кристаллы, неправильные гнезда, линзы и жилы. Флогопитовые гнезда, линзы, жилы и отдельные кристаллы, концентрируясь, создают слюдоносные зоны.

В настоящее время на территории Алданского флогопитоносного района выделяются семь узлов проявления промышленной слюдоносности, в которых сосредоточены известные месторождения флогопита (фиг. 1).

1. Тимптонская группа: Федоровское, Леглиерское, Любкайское, Медведевское, Таежное, Дур и другие месторождения.
2. Эмельджакская группа: Эмельджакское, Верхне-Эмельджакское, Эльконское, Безымянное, Верхне-Кирбиконское, Таборное и другие месторождения.
3. Куранахская (Центрально-Алданская) группа месторождений.
4. Гоновско-Неакуинская группа: Неакуинское, Гоновское, Тас-Хонкинское, Дессовское и другие месторождения.
5. Чугино-Амедичинская группа: Чугинское, Бугоричинское и другие месторождения.
6. Учурская группа: Маган-Тасовское и Учурское месторождения.
7. Ыллымахская группа: Каталахское месторождение и целый ряд мало изученных, но весьма перспективных точек ослюденения.

Основные промышленные запасы флогопита сосредоточены на Тимптонских и Эмельджакских месторождениях. Запасы по этим месторождениям составляют 87% от общих запасов по всему Алданскому флогопитоносному району. Все эксплуатационные работы также ведутся на этих месторождениях.

Тимптонская группа

Флогопитовые месторождения Тимптонской группы располагаются в юго-восточной части Алданского района, в бассейне рек Курунг-Хонку и Леглиер (левые притоки Тимптона) и в бассейне верхнего течения рек Малый и Большой Нимныр (правые притоки Алдана). В группу Тимптонских месторождений входят месторождения Леглиерское, Федоровское, Южное, Банное, Бурдыхлайское, Надежное, Ново-Надежное, Озерное, Болотное, Любкайское, Дур, Таежное, Медведевское, Николкинское

и целый ряд точек проявления флогопитоносности. Все месторождения сосредоточены в пределах хорошо выдержанного леглиерского горизонта федоровской свиты иенгрской серии.

Большим развитием в районе пользуются магматические породы, которые по площади распространения занимают около 70%. Среди магматических пород наиболее широко распространены аляскитовые граниты и их производные — ортотектиты и пегматиты. Аляскитовые граниты иногда образуют довольно крупные массивы. Несколько меньшим распространением пользуются плагиограниты и гранодиориты. И значительно реже наблюдаются диабазы, связанные с послеюрскими разрывными нарушениями северо-западного направления.

Диопсидиты относятся к двум генетическим типам — метаморфическому и метасоматическому. Первые имеют мономинеральный характер или содержат небольшое количество шпинели и флогопита. Эти породы слагают определенные стратиграфические пласты в продуктивном леглиерском горизонте, более или менее выдержанные по простиранию и падению. Вторые имеют более разнообразный минеральный состав. Помимо диопсида, в них присутствуют амфибол, шпинель, скаполит, гиперстен, хондродит, флогопит, форстерит и другие минералы карбонатно-силикатного ряда. Они приурочены к зонам разрывных нарушений, занимают часто несогласное секущее положение по отношению к залеганию пластов диопсидитов первого типа и имеют обычно непостоянную мощность. Основная часть промышленных скоплений флогопита месторождений Тимптонской группы представлена неправильными гнездами, залегающими в пластовых диопсидитах.

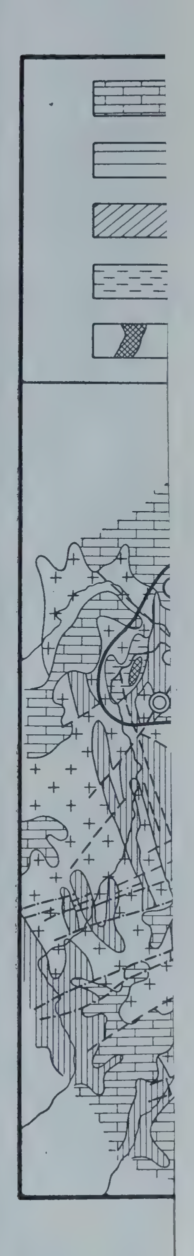
Флогопитовые тела приурочены к местам сочленения секущих и пластовых диопсидитов и обычно не выходят за пределы последних. Исключение составляет жила № 6 на месторождении Встречном, где диопсидово-флогопитовая жила длиной 27 *м* и мощностью 1,5— 2,0 *м* залегает среди роговообманковых сланцев. Жила имеет кососекущее положение по отношению к сланцам и вертикальное падение.

Жильный тип ослюденения наблюдается на Леглиерском (участок № 3) и Таежном месторождениях. На Таежном месторождении вскрыта самая крупная флогопитовая жила, длина которой составляет 137 *м*, а мощность колеблется от 0,35 до 2,6 *м*.

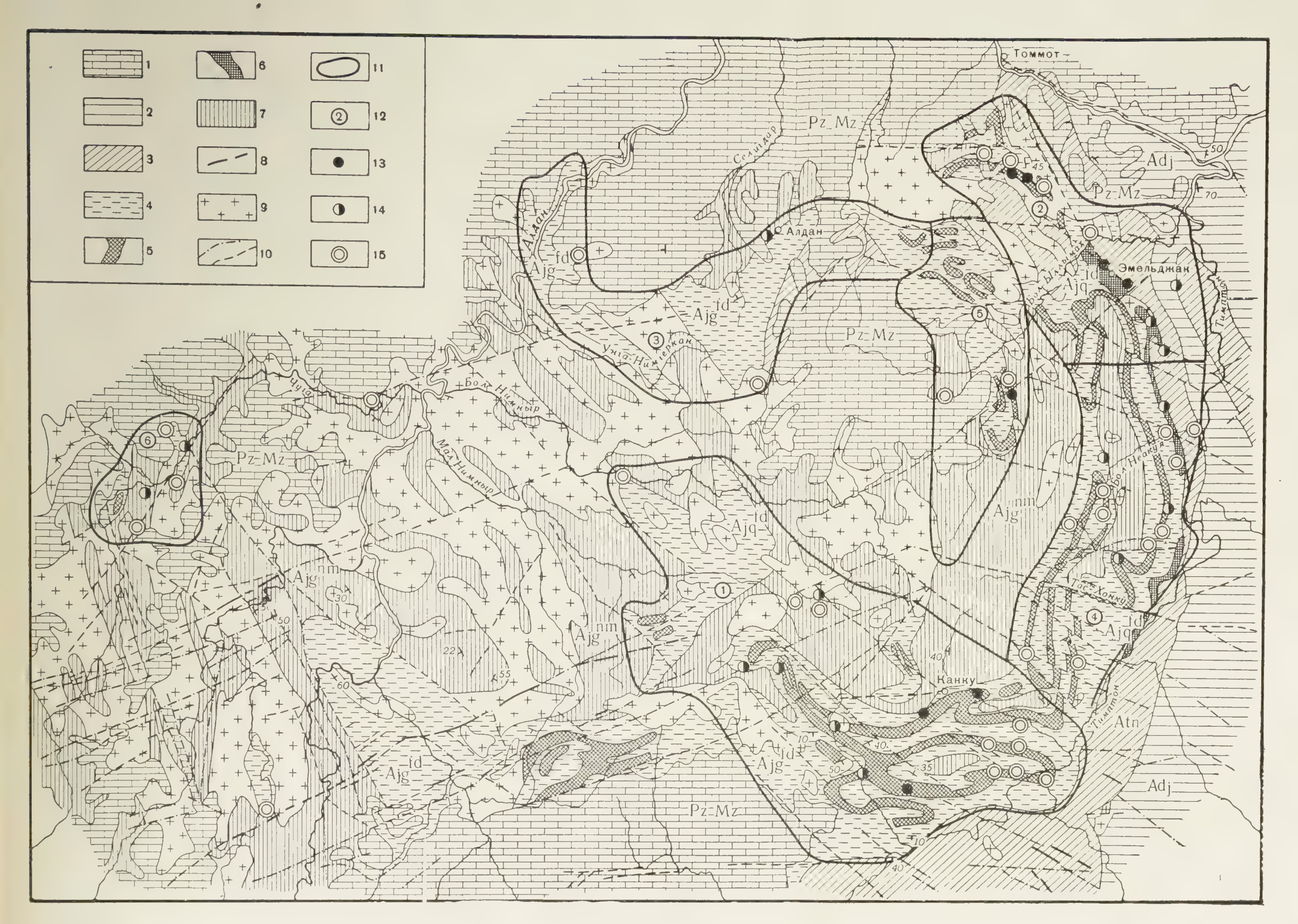
Эмельджакская группа

Флогопитовые месторождения Эмельджакской группы располагаются на водоразделе Тимптона и его притока Большого Ыллымаха, а также в бассейне р.Элькон (правый приток Алдана). В эту группу входят Эмельджакское, Верхне-Эмельджакское, Таборное, Верхне-Кирбиконское, Эльконское и другие мелкие месторождения. Все месторождения этого района приурочены к породам эмельджакского продуктивного горизонта федоровской свиты иенгрской серии.

Эмельджакский продуктивный горизонт сложен диопсидовыми породами, мраморами, кальцифирами, диопсидовыми сланцами, а также биотитовыми, диопсидово-роговообманковыми и другими сланцами и гнейсами. Архейские метаморфические породы интенсивно смяты в складки линейного характера. Основная структура района — антиклинальная складка, вытянутая в северо-западном направлении. Крылья этой складки осложнены более мелкими пликативными дислокациями. Сильно развиты в районе разрывные нарушения типа сбросо-сдвигов крутого падения, имеющие поперечное направление по отношению к направлению оси складки.



1 — породы ве
ные и мергел
послеюрские
тулинская сер
сы и сланцы с
амфиболитов;
пироксеново-а
лиманитово-гр
иенгрской сер
биотитово-амф
леглиерский
диты с залежа



Фиг. 1. Схема размещения месторождений флогопита в Алданской слюдоносной провинции

1 — породы верхнего структурного яруса (*Pz* — *Mz*), кембрийские карбонатные и мергелистые породы, юрская континентальная терригенная толща, послеюрские интрузии; *2—9* — породы архейского фундамента: *2* — джелтулинская серия (A*αj*) — гиперстеновые, двупироксеновые, амфиболовые гнейсы и сланцы с линзами кварцитов, мраморов, карбонатно-силикатных пород и амфиболитов; *3* — тимптонская серия (*Atn*) — амфиболовые, гиперстеновые, пироксеново-амфиболовые гнейсы и сланцы, биотитово-гранатовые, силлиманитово-гранатовые сланцы и гранулиты; *4* — федоровская подсвита иенгрской серии (A*jg*^{fd}) — основные кристаллические сланцы, амфиболовые, биотитово-амфиболовые и амфиболово-пироксеновые гнейсы; *5* — продуктивный леглиерский горизонт федоровской свиты — мраморы, кальцифиры, диопсидиты с залежами магнетитовых руд и флогопита; *6* — продуктивный эмельджакский горизонт федоровской свиты — мраморы, кальцифиры, диопсидиты, скарны, флогопитовые тела; *7* — нимнырская подсвита верхнеалданской свиты иенгрской серии (A*jg*^{nm}) — биотитовые, амфиболовые, глиноземистые и основные гнейсы и сланцы с прослоями и линзами кварцитов и амфиболитов; *8* — палеозойские диабазы, габбро-диабазы и диабазы; *9* — архейские граниты; *10* — тектонические нарушения (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *11—15* — флогопитоносность; *11* — границы слюдоносных районов; *12* — группы месторождений (*1* — Тимптонская, *2* — Эмельджакская, *3* — Центрально-Алданская, *4* — Гоно-Неакуинская, *5* — Ыллымахская, *6* — Чугино-Амедичинская); *13* — эксплуатируемые месторождения флогопитов; *14* — разведанные промышленные месторождения; *15* — малоизученные месторождения и проявления флогопита

Магматические образования района представлены верхнеархейскими биотитовыми, биотитово-амфиболовыми и аляскитовыми гранитами, их жильными аналогами (ортотектитами, аплитами и пегматитами), различными палингенными гранитами и мигматитами. Гранитоиды слагают послойные и секущие относительно небольших размеров тела — штоки, силлы и дайки. В незначительном количестве в районе встречаются дайки субширотного и субмеридионального простирания, образованные палеозойскими варисскими диабазами и габбро-диабазами, а также мезозойскими (киммерийскими) лампрофирами.

Все месторождения этой группы располагаются среди пород эмельджакского горизонта (второго, верхнего продуктивного горизонта) в составе федоровской свиты, который по составу пород аналогичен леглиерскому горизонту той же свиты. В его составе находятся пласты и линзы диопсидитов, среди которых залегают флогопитовые тела, имеющие промышленное значение.

Промышленные флогопитовые тела Эмельджакской группы месторождений представлены гнездами и отдельными монокристаллами флогопита, располагающимися среди диопсидитов метаморфического генезиса, в основном мономинерального или амфиболово- и шпинелево-диопсидового состава, слагающими хорошо выдержанные пласты среди пород эмельджакского горизонта. Значительным распространением пользуется на месторождениях и жильный тип ослюденения. Флогопитоносные жилы встречаются среди метасоматических диопсидитов, выполняющих разрывные нарушения и залегающих как среди пластов метаморфических диопсидитов, так и среди амфиболово-пироксеновых, пироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов. Наиболее характерным участком распространения флогопитовых жил является месторождение Верхнее. Здесь известно 13 кососекущих жил северо-восточного простирания с крутым падением. Длина их колеблется от 10 до 80 *м*, а мощность от 0,1 до 3,0 *м*.

Куранахская (Центрально-Алданская) группа

Флогопитовые месторождения Куранахской группы располагаются в бассейне верхнего течения р. Куранах и удалены от г. Алдана на 8—20 *км*. Район этих месторождений сложен архейскими образованиями, кембрийскими осадочными породами и молодыми магматическими породами послеюрского возраста. Все месторождения приурочены к продуктивным пластам федоровской свиты иенгрской серии.

Основная структура района — Куранахский синклинорий, в пределах которого выделяются две антиклинали, разделенные синклиналью. Крылья этих складок осложнены более мелкой складчатостью.

Архейские магматические породы представлены гиперстеновыми гранитами, гранодиоритами, плагиогранитами, аляскитовыми гранитами и пегматитами, которые пользуются широким распространением, занимая до 40% площади. Сильно развиты в районе разрывные нарушения, которые сыграли немаловажную роль в локализации магматических пород и флогопитовых месторождений. Все промышленные концентрации флогопита Куранахских месторождений приурочены к метасоматическим диопсидитам.

Здесь выделяются два типа диопсидитов: 1) диопсидиты, развитые на контактах с гранитами, пегматитами, гнейсами и сланцами; 2) диопсидиты, приуроченные к тектонически ослабленным зонам.

Промышленные концентрации флогопита в виде гнезд и жил наблюдаются только в скаполитово-диопсидовых и шпинелево-диопсидовых

породах, а в мономинеральных диопсидовых породах промышленных концентраций не встречено. Следовательно, важной закономерностью размещения промышленных месторождений флогопита в пределах района Куранахской группы является то, что продуктивными на флогопит породами здесь являются скаполитово-диопсидовые и шпинелево-диопсидовые породы, т. е. диопсидиты, возникшие при замещении алюмосиликатных пород — гранитов, пегматитов, гнейсов и сланцев, а диопсидиты, образовавшиеся за счет метаморфизма мраморов, не представляют практического интереса.

Гоновско-Неакуинская группа

Флогопитовые месторождения Гоновско-Неакуинской группы располагаются в центральной части Алданского района, на левобережье р. Тимптон, группируясь полосой, вытянутой в меридиональном направлении от р. Тас-Хонку (на юге) до р. Дес (на севере), и занимают промежуточное положение между Тимптонскими и Эмельджакскими месторождениями. В эту группу входят Неакуинское, Гоновское, Тас-Хонкинское и Десовское промышленные и целый ряд мало изученных или непромышленных месторождений.

Геологическое строение площади, на которой располагаются эти месторождения, характеризуется повсеместным развитием архейских метаморфических образований, прорванных интрузиями архейского и послеюрского возраста. Архейские метаморфические породы относятся к федоровской свите иенгрской серии. Федоровская свита в пределах этого района расчленена на три горизонта: нижний, средний (продуктивный) и верхний. Все месторождения, входящие в эту группу, приурочиваются к среднему горизонту, который проходит через весь район полосой шириной 100—200 *м*.

В структурном отношении район характеризуется серией складок синклинального и антиклинального характера, сменяющих друг друга и осложненных более мелкими структурами. Оси складок простираются в меридиональном направлении. Весь район претерпел дизъюнктивные дислокации, в результате чего наблюдается большое количество разломов и трещин.

Флогопитовые тела представлены гнездами, отдельными монокристаллами и значительно реже — жилами. Характерной особенностью самого крупного — Неакуинского месторождения является то, что слюдоносные зоны залегают в диопсидовых породах и в развившихся по ним серпентинитах, причем преимущественно на контакте с плагиоклазовыми гранитами. Все слюдоносные зоны имеют неправильную удлиненную форму, причем протяженность их резко преобладает над мощностью. Самая крупная слюдоносная зона имеет протяженность 234 *м* (зона X).

Чугино-Амедичинская группа

Флогопитовые месторождения Чугино-Амедичинской группы располагаются в бассейне среднего течения р. Чуги и в бассейне нижнего течения р. Амедичи, левых притоков Алдана. В эту группу входят Чугинское и Бугоричинское промышленные и целый ряд изученных и непромышленных месторождений.

В геологическом строении района месторождений принимают участие архейские метаморфические и интрузивные породы, кембрийские известняки и песчаники, палеозойские и послеюрские магматические породы. Слюдоносные зоны приурочены к диопсидовым породам продуктивного чугинского горизонта федоровской свиты. Район месторождений Чугин-

ской группы ввиду его значительной отдаленности от обжитых районов плохо изучен, но заслуживает дальнейших геологических исследований.

Учурская группа

Флогопитовые месторождения Учурской группы располагаются в восточной части Алданской флогопитоносной провинции, в бассейне верхнего течения р. Мугускан, левого притока Учура. В эту группу входят два разведанных месторождения (Маган-Тасовское и Учурское) и ряд точек проявления флогопитоносности.

В геологическом строении района этих месторождений принимают участие метаморфические породы, включающие карья-котонский продуктивный горизонт, с которым связаны все месторождения и проявления флогопита. Этот горизонт сложен кальцифирами и диопсидовыми породами, среди последних и залегают слюдоносные зоны, представляющие собой концентрацию отдельных флогопитовых гнезд. Район этих месторождений ввиду их большой отдаленности от обжитых районов также слабо изучен, но весьма перспективен для выявления новых промышленных месторождений флогопита.

Ыллымахская группа

Флогопитовые месторождения Ыллымахской группы располагаются в центральной части Алданской флогопитоносной провинции и занимают верхнее течение рек Левый и Правый Ыллымах. Понятие об Ыллымахской группе месторождений вводится впервые, так как только в 1958—1959 гг. в этом районе были разведаны первые промышленные слюдоносные зоны, хотя район периодически подвергался геологическим исследованиям начиная с 1945 г. В эту группу входит Каталахское месторождение и большое число точек ослюденения с высококачественным флогопитом. В геологическом строении района месторождений Ыллымахской группы принимают участие метаморфические и магматические породы архейского возраста, кембрийские морские отложения и молодые послеюрские магматические породы.

Метаморфические породы представлены различными гнейсами, кристаллическими сланцами и диопсидитами, которые подразделяются на три горизонта: нижний, средний (продуктивный) и верхний. В составе среднего горизонта существенную роль играют диопсидовые, роговообманково-диопсидовые и скаполитово-диопсидовые породы, с которыми связана флогопитоносность района. Флогопитовые образования представлены слюдоносными зонами, представляющими собой концентрацию отдельных гнезд и жил.

Слюдоносные зоны, как правило, залегают согласно с вмещающими их диопсидитами, и иногда даже повторяют складчатую структуру пластов (например, участок 1 Каталахского месторождения).

Особенностью Каталахского месторождения является высокое качество флогопита, характеризующегося очень плотными, твердыми, ровными и недеформированными кристаллами. Флогопит этого месторождения по своему качеству превосходит флагопиты всех ранее известных месторождений Алдана и приближается к флогопиту Слюдянского района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы, полученные в процессе изучения геологического строения слюдоносных полей, месторождений и отдельных промышленных флогопитовых тел, краткие данные о которых приведены выше, позволяют

сделать некоторые выводы о закономерностях размещения месторождений флогопита.

1. Все месторождения Алданской флогопитоносной провинции располагаются только среди древних (архейских) образований, представленных толщей глубоко метаморфизованных кристаллических пород, и приурочены только к совершенно определенным, хорошо выраженным по простиранию продуктивным горизонтам.

Все промышленные месторождения связаны с леглиерским и эмельджакским продуктивными флогопитоносными горизонтами федоровской свиты, залегающей в верхах иенгрской серии. Эти горизонты сложены диопсидитами (диопсидовыми, диопсидово-шпинелевыми, диопсидово-амфиболовыми, скаполитово-диопсидовыми и другими породами карбонатно-силикатного ряда), мраморами, кальцифирами, кристаллическими сланцами и гнейсами (диопсидовыми, диопсидово-амфиболовыми и другими).

2. В пределах продуктивных горизонтов имеется два типа флогопитсодержащих диопсидитов, различных по условиям образования. Первый тип диопсидитов (метаморфического генезиса) образовался в процессе метаморфизма первично-осадочных магнезиально-карбонатных пород. Эти диопсидиты слагают во вмещающей толще хорошо выдержанные по мощности и простирающиеся на значительные расстояния пласты. Второй тип диопсидитов (метасоматического генезиса) возник в результате метасоматоза в карбонатно-силикатных породах несколько позднее и сингенетичен с образованием промышленного флогопита. Диопсидиты этого типа слагают послойные и секущие линзы и жилы в пределах пластов, сложенных диопсидитами первого типа, или значительно реже встречаются в диопсидовых и диопсидово-амфиболовых кристаллических сланцах и гнейсах поблизости (обычно в нескольких метрах) от пластов, сложенных диопсидитами первого типа.

3. Гнезда, жилы и отдельные монокристаллы флогопита располагаются только среди диопсидитов обеих типов. Концентрируясь в определенных участках эти отдельные флогопитовые проявления образуют промышленные тела (зоны), а их группы составляют месторождения.

Образование флогопита приурочивается к последней фазе верхнеархейского магматизма, после завершения внедрения интрузий аляскитовых гранитов и их жильных аналогов. Флогопит возникает за счет изменения и замещения диопсидитов в процессе метасоматоза. Наиболее широко метасоматические процессы проявились в диопсидитах, пластовые тела которых были расположены вблизи интрузий гранитоидов и в районах пликативных и дизъюнктивных деформаций (замковые части складок и разрывные нарушения), где создавались ослабленные и трещиноватые зоны — пути циркуляции постмагматических растворов.

4. Благоприятные условия образования промышленных кристаллов флогопита имелись только в пределах федоровской свиты иенгрской серии, самой древней серии алданского архея, наиболее насыщенной магматическими образованиями. Среди горизонтов, состоящих из аналогичных карбонатно-силикатных пород и основных кристаллических сланцев, входящих в состав лежащих выше тимитонской и джелтулинской серий, промышленного ослюденения не наблюдается, что может быть объяснено тем, что здесь процессы метаморфизма, магматические инъекции, гранитизация и метасоматоз проявились значительно слабее.

Якутское геологическое управление

Н. Г. Судовиков, Л. В. Климов, Д. А. Михайлов

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АРХЕЕ АЛДАНА

В изучении полезных ископаемых Алданского щита одной из наиболее трудных и в то же время очень актуальных задач является определение перспектив флогопитоносности архейских образований, установление поисковых признаков и оценка флогопитовых месторождений. Решение этих вопросов находится в полной зависимости от правильного установления генезиса этих месторождений. В течение ряда лет усилия геологов многих организаций были направлены на изучение алданских флогопитовых месторождений. В результате этих исследований собран большой материал, обобщение которого привело геологов к различным толкованиям генезиса месторождений и, соответственно, к разным выводам, касающимся перспектив Алданской флогопитоносной провинции. При этом ряд исследователей в своих генетических выводах опирался главным образом на материалы петрографического изучения, не учитывая в должной мере геологических особенностей отдельных месторождений и региона в целом.

Целью настоящей статьи является показать, в какой степени данные регионального геологического изучения могут корректировать существующие представления о генезисе флогопитовых месторождений. Учитывая контролирующее значение таких геологических данных, можно наметить направления исследований, необходимых для решения вопроса о закономерностях распределения флогопитовых месторождений.

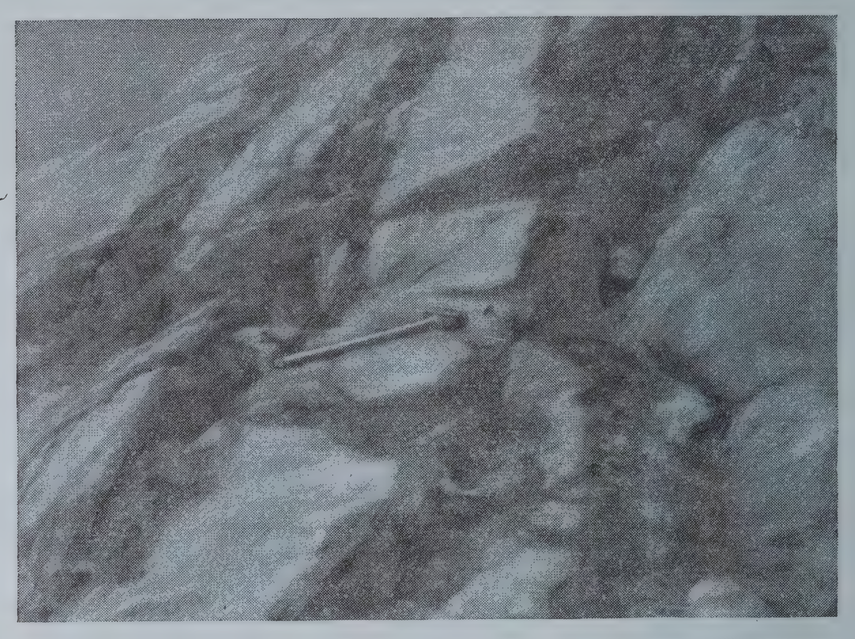
В своих заключениях мы постараемся учесть данные различных организаций, но будем базироваться на материалах многолетних исследований Лаборатории геологии докембрия АН СССР, направленных главным образом на выяснение общих геологических особенностей всей области распространения флогопитовых месторождений и проводившихся комплексным методом, т. е. с одновременным изучением стратиграфии, тектоники, метаморфизма, магматизма и рудообразования, с учетом взаимосвязи всех явлений и особенностей их развития во времени и пространстве (Судовиков, 1956; Другова и др., 1959).

Важнейшим результатом исследований Лаборатории геологии докембрия является установление определенной последовательности этапов формирования сложного архейского комплекса Алданского щита, позволяющее теперь распределить все явления в возрастном порядке и установить место каждого из них в геологической истории района. Это имеет прямое отношение и к флогопитообразованию, относящемуся к определенному времени в докембрийской истории Алданского щита.

Архейские образования Алдана представлены очень сложно дислоцированными формациями первоначально-осадочных и частью вулканогенных пород, испытавших неоднократный метаморфизм и ультраметаморфизм

и интрудированных основными и кислыми породами. В истории развития этих формаций установлены две большие эпохи, для которых выявлен определенный ход геологических событий.

В древнейшую эпоху после образования осадков и вулканогенных толщ, расположенных на неизвестном пока кристаллическом основании, развивались явления складкообразования и метаморфизма, закончившиеся региональным проявлением ультраметаморфизма. Именно к этой



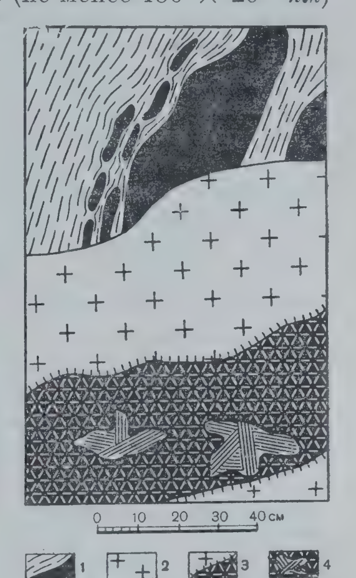
Фиг. 1. Сеть метасоматических диопсидово-амфиболовых жил в биотитовых гнейсах. Правый берег Чуги, в 17 *км* от устья

эпохе относится образование разнообразных по составу кристаллических сланцев и гнейсов, составляющих иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую серии. Региональная гранитизация и мигматизация, сопровождаемые плавлением, привели к образованию разнообразных по составу и происхождению гранитоидов, среди которых известны метасоматические, реоморфические и интрузивные породы. В эту древнейшую эпоху, которая закончилась полной консолидацией всех пород, в том числе мигматитов и разнообразных гранитоидов, образования флогопитовых месторождений не происходило, если не причислять к ним мелкие флогопитовые концентрации, не имеющие промышленного значения. Такие флогопитсодержащие, преимущественно диопсидовые породы приурочены к некоторым контактам прослоев и линз доломитовых кальцифиров и представляют собой по существу реакционно-метасоматические образования, возникшие во время регионального метаморфизма или ультраметаморфизма.

Вторая архейская эпоха также характеризуется образованием разнообразных основных метасоматических пород, составляющих как бы особую метасоматическую формацию, для которой по структурным отношениям хорошо устанавливается время образования. Породы этой формации возникли после полностью завершенной консолидации древнеархейских мигматитов и гранитов, но до образования второй группы архейских гранитоидов. Представляется вероятным, что они непосредственно предшествуют гранитоидам второй группы, к которым относятся как интрузив-

ные породы, так и несмещенные массы частью реоморфизованных или мобилизованных в процессе гранитизации гранитоидов, возникших за счет субстрата древних архейских пород.

К формации основных метасоматических пород относятся разнообразные диопсидовые, диопсидово-амфиболовые, флогопитовые, магнетитовые и другие породы, развитые на большой площади (не менее 150 × 200 *км*) в виде различных по форме жильных метасоматических тел (фиг. 1). Именно к этой формации относятся флогопитовые месторождения Алданского щита.



Фиг. 2. Мигматизированные кристаллические сланцы с будинированными прослоями диопсидовых пород (*1*), пересечены гранитом(*2*), по которому развита метасоматическая диопсидовая жила (*3*), содержащая гнезда флогопита (*4*). Месторождение Эмельджак, уступ 4

На всех этих месторождениях крупнокристаллический флогопит образует гнезда и прожилки в метасоматических кальциево-магнезиальных породах, обычно именуемых по преобладающему в их составе минералу диопсидовыми. При этом отчетливо проявлен метасоматический характер развития флогопита за счет других минералов кальциево-магнезиальных пород. Это дает основание всем исследователям алданских флогопитовых месторождений рассматривать образование крупнокристаллического флогопита как один из этапов формирования сложных метасоматических тел. Проблема генезиса флогопитовых месторождений представляет собой, таким образом, часть общей проблемы генезиса метасоматических кальциево-магнезиальных образований Алданского щита и не может быть решена независимо от решения всей проблемы в целом. Как уже отмечено, среди преимущественно диопсидовых кальциево-магнезиальных метасоматических образований Алданского щита нами устанавливаются два разновозрастных типа. Первый из них, тесно связанный пространственно и генетически с доломитовыми кальцифирами, по времени образования относится к региональному метаморфизму и ультраметаморфизму древнего архея, а второй, представленный главным образом метасоматическими жилами в гнейсах, мигматитах и гранитах, образовался после древнего регионального ультраметаморфизма и относится ко второй архейской эпохе.

Эти возрастные различия внешне более или менее сходных метасоматических образований отчетливо проявлены в их структурных взаимоотношениях и соотношениях с гнейсами и мигматитами (фиг. 2). Более древние метасоматические диопсидовые породы обычно наследуют пластовые или послойно-линзовидные формы замещаемых ими доломитовых кальцифиров и нередко содержат реликты таких кальцифиров. Совместно с окружающими их кристаллическими сланцами и гнейсами эти диопсидовые породы подвергаются региональной мигматизации и гранитизации, превращаясь в агматиты или сложные мигматиты. Напротив, метасоматические диопсидовые породы, относящиеся ко второй архейской эпохе, во многих случаях развиваются вдоль секущих трещин или зон сетчатой трещиноватости, отчетливо замещая окружающие мигматиты и граниты. В случаях совместного присутствия метасоматических образований обоих типов, нередко наблюдаемых как на участках флогопитовых месторождений, так и за их пределами, более поздние по времени образования

метасоматические жилы секут не только сильно гранитизированные гнейсы и граниты, но и сохранившиеся в них реликтовые участки более древних метасоматических пород, которые при этом подвергаются перекристаллизации и наложенным метасоматическим изменениям. Отмеченные структурные взаимоотношения разновозрастных метасоматических пород в более крупных масштабах выявляются и при детальном картировании многих флогопитовых месторождений (Канку, Эмельджак и другие).

Существование двух разновозрастных типов диопсидовых пород признается и некоторыми другими исследователями алданского архея (Швецов, Механошин и др.). Однако эти исследователи рассматривают более древний тип не как метасоматический, а как регионально-метаморфический. Такой вывод никак не согласуется с данными наблюдений большинства алданских исследователей, подчеркивающих заведомо метасоматический характер как более поздних по времени образования, так и более ранних диопсидовых пород. Для последних это однозначно подтверждается приуроченностью к контактным зонам тел доломитовых кальцифиров, отчетливо выраженными метасоматическими структурами в зонах неполного замещения кальцифиров и нередко зональными переходами от диопсидовых пород к замещаемым кальцифирам.

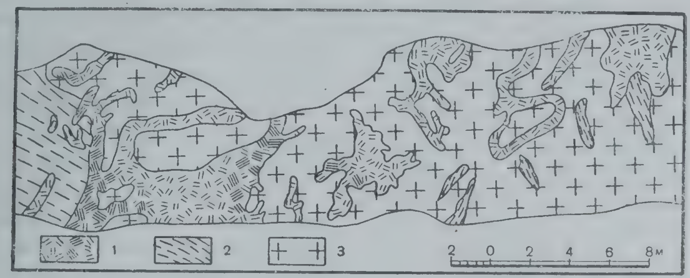
С другой стороны, по представлениям целого ряда исследователей, являющихся сторонниками скарнового генезиса алданских флогопитовых месторождений, различные типы кальциево-магнезиальных метасоматических образований относятся не к разобщенным во времени этапам формирования алданского архейского комплекса, а к последовательным стадиям (магматической и послемагматической) единого магматического процесса интрузии аляскитов. Однако уже отмеченные структурные соотношения различных типов диопсидовых пород с мигматитами отчетливо показывают, что их образование разделено во времени длительным периодом мигматизации и гранитизации и последующей консолидации толщи мигматитов. Особо следует подчеркнуть, что каких-либо надежных признаков прямой генетической связи метасоматических образований с интрузиями аляскитов до сих пор не установлено ни для первого, ни для второго их типа.

Выделяемые два типа кальциево-магнезиальных метасоматических образований существенно отличаются и характером проявления и масштабами флогопитоносности.

Более древние диопсидовые породы, развитые в контактах тел доломитовых кальцифиров, почти повсеместно лишены сколько-нибудь существенных концентраций крупнокристаллического флогопита. Промышленный флогопит почти целиком приурочен к более поздним по времени образования метасоматическим жилам, причем наиболее существенные концентрации крупнокристаллического флогопита отмечаются в мощных, часто отчетливо секущих жилах, развивающихся вдоль трещин в мигматитах и гранитах и не имеющих непосредственной связи с кальцифирами (фиг. 3). Именно с такими метасоматическими жилами и связаны наиболее крупные флогопитовые месторождения Алдана. Эта особенность в распределении крупнокристаллического флогопита никак не может быть согласована с представлениями о скарновом генезисе месторождений. Оторванность метасоматических жил от доломитовых мраморов или каких-либо других пород, в значительной мере обогащенных кальцием и магнием, не может найти никакого другого объяснения, кроме признания значительной миграции кальция и магния.

Внутреннее строение метасоматических жил, образовавшихся после завершения региональной мигматизации, отличается значительным разнообразием. Наиболее простые по строению, как правило, очень маломощные

метасоматические жилы и прожилки этого типа почти нацело сложены диопсидом и имеют лишь узкие краевые зоны диопсидово-плагиоклазового состава. Вмещающие такие жилы гнейсы и мигматиты в пределах узких приконтактных зон лишены кварца. В более мощных жилах на границе диопсидовой и диопсидово-плагиоклазовой зон нередко образуется менее отчетливая диопсидово-шпинелевая зона. В большинстве крупных преимущественно флогопитоносных жил отмеченная зональность строения существенно усложняется. В центральных частях этих жил, включающих



Фиг. 3. Неправильная форма метасоматических диопсидово-флогопитовых жил (*1*), развитых в гранитизированных гнейсах (*2*) и гранитах (*3*). Месторождение Эмельджак, участок «Скальный»

диопсидовую, диопсидово-шпинелевую и частично диопсидово-плагиоклазовую зоны, нередко отмечается существенная амфиболизация. При этом характерно, что отдельные мелкие прожилки амфибола имеют секущее положение по отношению к отмеченной выше зональности и развиваются с одновременным замещением зон различного состава. Это позволяет отнести явления амфиболизации к более поздней обособленной стадии развития метасоматических жил. В краевых частях жил на месте диопсидово-плагиоклазовой зоны развиваются диопсидово-скаполитовая и скаполитовая зоны. Одновременно явления скаполитизации отмечаются и в приконтактовой зоне десилицированных вмещающих гнейсов, мигматитов и гранитов. Сама десилицированная зона значительно разрастается, причем, помимо исчезновения кварца, здесь нередко исчезают биотит и амфибол и появляется диопсид. Особенно интенсивно этот процесс проявлен в аляскитах, которые вблизи контактов с замещающими их метасоматическими диопсидово-скаполитовыми породами нередко превращаются в лейкократовые граносиениты или сиениты. Еще более поздняя стадия развития рассматриваемых метасоматических жил характеризуется появлением преимущественно крупнокристаллического флогопита, образующего гнезда и прожилки в центральных частях жил и развивающегося с одновременным замещением диопсида, шпинели и главным образом амфибола, а изредка также плагиоклаза. Эта стадия развития метасоматических жил и приводит к формированию промышленных флогопитовых месторождений.

Характерно, что в маломощных и сравнительно простых по строению жилах пироксены, амфиболы и слюды имеют повышенную железистость, тогда как в мощных жилах сложного строения и особенно в их центральных частях они представлены существенно магнезиальными разновидностями.

В отличие от кальциево-магнезиального метасоматоза, интенсивно проявившегося в гнейсах, мигматитах и гранитах и приведшего к формированию здесь промышленных флогопитовых месторождений, одновременный с ним метасоматоз в сохранившихся к этому времени доломитовых

кальцифирах и их контактных зонах имеет обычно существенно железистый характер и местами приводит к образованию крупных метасоматических магнетитовых месторождений (Леглиерская, Сиваглинская и Десовская группы). Эта особенность проявления метасоматоза в доломитовых кальцифирах, хотя и не оказывает непосредственного влияния на образование промышленного флогопита, представляется очень важной для понимания генезиса флогопитовых и других метасоматических образований Алданского щита.

Как уже отмечено, ряд исследователей алданских флогопитовых месторождений придерживается представлений об их контактно-метасоматическом (скарновом) происхождении в связи с интрузиями архейских аляскитов. Впервые эти представления были высказаны Д. С. Коржинским (1936_{1-3}, $1952_{1,2}$), а впоследствии развивались Л. И. Шабыниным ($1958_{1,2}$), А. А. Маракушевым (1958), М. А. Лицаревым (1958_3) и некоторыми другими исследователями. Согласно этим представлениям метасоматические процессы проявлялись исключительно в контактах доломитовых мраморов и кальцифиров. Считается, что метасоматоз сопровождался привносом извне железа и щелочей, в то время как все другие элементы (главным образом магний, кальций, кремний и алюминий) испытывали лишь ограниченное перераспределение на месте. Различие в характере и последовательности метасоматических зон авторами этих представлений связывается исключительно с различной интенсивностью проявления магматической и послемагматической стадий процесса и варьирующими железистостью и щелочностью воздействующих растворов.

Однако в свете изложенного выше очевидно, что такие представления не учитывают всех геологических и петрологических особенностей метасоматических пород. Прежде всего, как уже отмечено, по структурным взаимоотношениям с мигматитами отчетливо устанавливаются не две последовательные стадии (магматическая и послемагматическая), а два совершенно различных этапа формирования метасоматических пород, разделенных во времени длительным периодом региональной мигматизации и гранитизации архейского комплекса. Эти этапы соответствуют различным геологическим условиям и различным геохимическим процессам. Для метасоматических диопсидовых пород первого типа, находящихся в контактах доломитовых кальцифиров, действительно, характерно преимущественно местное, ограниченное по масштабам перераспределение кремния, кальция и магния, направленное к установлению химического равновесия в контактных зонах между карбонатными и силикатными породами. В этом смысле можно говорить о реакционном характере образований этого этапа. Однако в это время не происходит привноса железа и щелочей и формирования промышленного флогопита или метасоматических магнетитовых руд.

В отличие от этого процессы метасоматоза, происходившие уже после завершения региональной мигматизации и гранитизации алданского архейского комплекса, не ограничены в своем проявлении только кальцифирами и их контактными зонами, но в значительной мере развиты и за пределами участков распространения кальцифиров. При этом наиболее интенсивный кальциево-магнезиальный метасоматоз, приводящий к образованию флогопитовых месторождений, происходит преимущественно в мигматитах и гранитах, т. е. в породах, существенно обедненных кальцием и магнием. Напротив, в богатых кальцием и магнием кальцифирах на этом этапе происходит преимущественно железистый метасоматоз, приводящий к образованию магнетитовых месторождений. Отсюда видно, что этот этап метасоматоза характеризуется не местным перераспределением, а существенным привносом прежде всего кальция, магния и железа.

Прямое отношение к пониманию генетических особенностей основного метасоматоза имеют явления повторного ультраметаморфизма, проявленного после образования метасоматических флогопитоносных и не содержащих флогопита жил. Характеристика второго архейского периода ультраметаморфизма дана в наших опубликованных работах (Судовиков, 1956; Другова и др., 1959). Здесь следует подчеркнуть некоторые особенности ультраметаморфизма этого периода. Явления повторной мобилизации гранитоидов, вторичной гранитизации и реоморфизма устанавливаются по структурным отношениям метасоматических жил и вмещающим их породам. В пределах некоторых районов Алданского щита наблюдаются деформации таких жил, связанных с переходом в мобильное, реоморфическое состояние вмещающих их пород. При этом ранее сформированные и нередко зональные жилы расчленяются на блоки, а вмещающие породы приобретают структуры, свидетельствующие об их течении во время деформации, что может рассматриваться только как результат повторного плавления, связанного с повышением температуры. Выраженное таким образом повышение температуры происходило в ограниченных районах (например, в районе устьев рек Чуги и Амедичи), что следует рассматривать как проявление неравномерного подъема фронта мигматизации и гранитизации в этом периоде. Мобилизация гранитоидов является показателем возможности образования во втором периоде интрузивных гранитов, которые действительно наблюдаются. Особенно четко секущие отношения малых интрузий гранитоидов отмечаются в областях, не затронутых региональной гранитизацией второго архейского периода. Таким образом, во всех случаях метасоматические жилы предшествуют образованию метасоматических, реоморфических и интрузивных гранитоидов второй архейской группы. Это обстоятельство является одним из оснований предполагаемой связи между развитием глубинных процессов гранитизации с несколько менее глубинными процессами железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза, проявления которого подвергаются изменению и деформации при прогрессивном развитии процессов ультраметаморфизма и локальном подъеме фронта мигматизации. При каком-либо другом толковании не получает удовлетворительного объяснения также замечательное соответствие между составами вещества, вынесенного из зоны гранитизации и привнесенного при железо-магнезиально-кальциевом метасоматозе.

Не вдаваясь за недостатком места в более подробное рассмотрение этого вопроса, который несомненно представляет большой научный интерес, резюмируем кратко основные положения генезиса флогопитовых месторождений.

Флогопитовые месторождения промышленного типа относятся к проявлениям основного метасоматоза и представляют собой частную его форму, специфические черты которой обусловлены особой геологической обстановкой метасоматоза. Флогопитообразование происходит в позднюю стадию метасоматоза, характеризующуюся существенным изменением состава привносимого вещества и условий его отложения. Генезис флогопитовых месторождений не может рассматриваться отдельно от других проявлений железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза; вместе с тем для решения генетических вопросов необходимо учитывать независимость железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза от процессов метаморфизма и ультраметаморфизма первой эпохи архейского диастрофизма и вероятную связь проявлений метасоматоза с гранитизацией второй архейской эпохи.

В решении различных вопросов, связанных с выявлением закономерностей распределения флогопитовых месторождений, имеют особенное

значение факты, относящиеся к литологическому, стратиграфическому и тектоническому контролю.

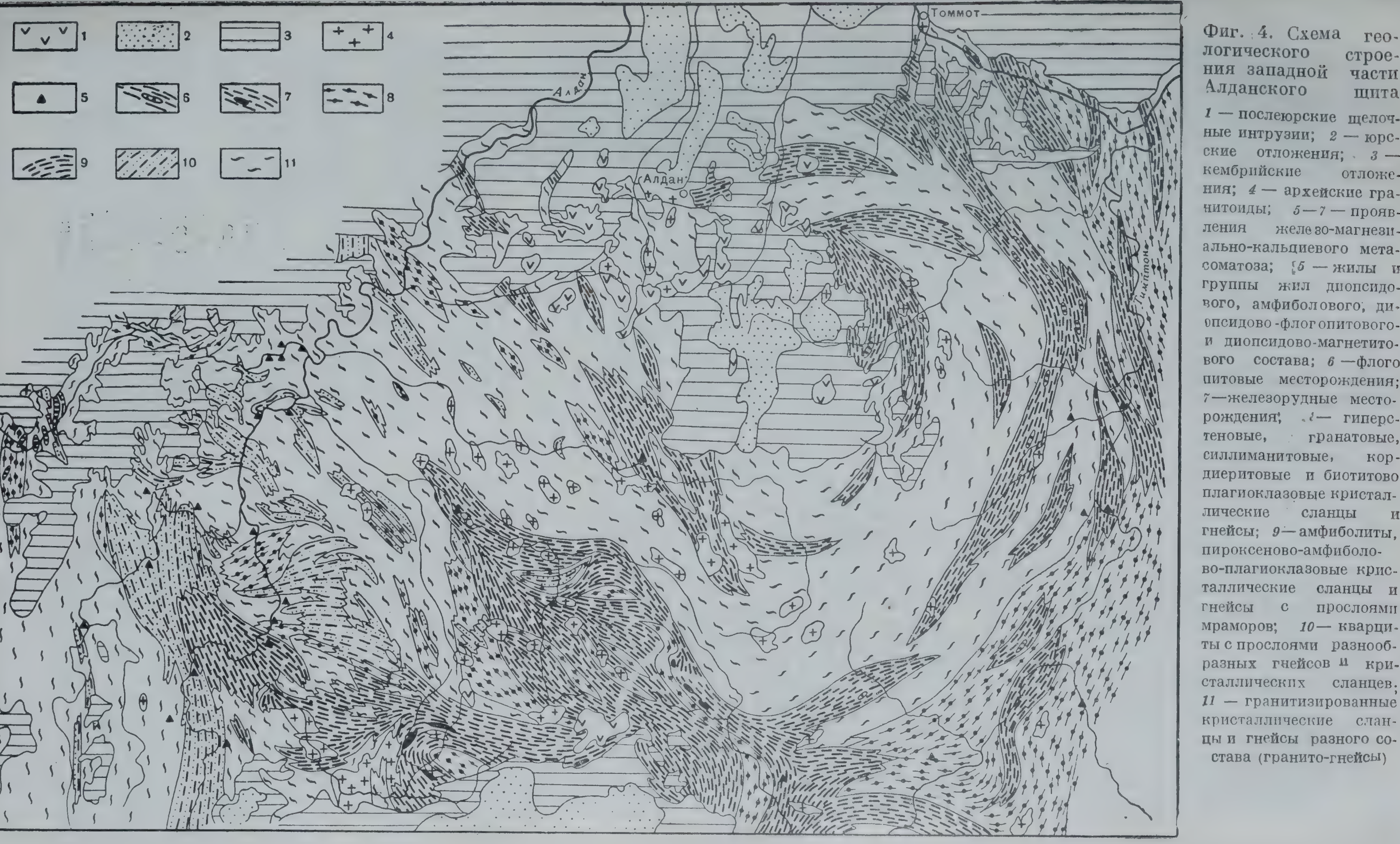
Данные геологического картирования показывают, что флогопитовые жилы, так же как и другие проявления основного метасоматоза, распределяются на большой площади горнопромышленного Алдана, встречаясь спорадически среди различных по составу образований (фиг. 4). Проявления основного метасоматоза установлены в разнообразных кристаллических сланцах, гнейсах, кварцитах, амфиболитах карбонатных породах и гранитах.

Утверждение сторонников скарнового генезиса Алданских флогопитовых месторождений об исключительном проявлении железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза в контактах доломитвых мраморов и кальфиниров никак не подтверждается фактическими геологическими наблюдениями. Напротив, как уже отмечено, наиболее крупные флогопитоносные диопсидовые жилы приурочены преимущественно к гранитоидам или сильно гранитизированным гнейсам. Это установлено детальным изучением на месторождениях Канку, Эмельджак, Эльконское и других, где флогопитоносные жилы, как правило, развиваются в субщелочных гранитах. Другим примером может служить Таежное месторождение. Здесь среди метасоматических диопсидово-амфиболово-магнетитовых и форстеритово-магнетитовых пород, развитых по кристаллическим сланцам, гнейсам и мраморам, отсутствуют промышленные концентрации флогопита. И только в западной части месторождения, где метасоматическому замещению подвергаются гранитоиды и сильно гранитизированные гнейсы, располагаются промышленные скопления флогопита.

Такая преимущественная приуроченность к гранитоидам и сильно гранитизированным гнейсам выделяет флогопитсодержащие жилы среди других метасоматических образований и позволяет считать этот признак для них характерным. Однако здесь же следует подчеркнуть, что такая приуроченность никак не может быть использована как выражение непосредственной генетической связи процессов основного метасоматоза с интрузиями гранитоидов. Флогопитоносные жилы развиваются не только в интрузивных гранитоидах, но и в метасоматических, а также в гранитизированных гнейсах, никак не связанных с интрузивными гранитоидами. Кроме того, картина площадного распространения всех железо-магнезиально-кальциевых метасоматических образований, с одной стороны, и гранитоидных интрузий, с другой, показывает, что между ними нельзя наметить даже площадной связи. Преимущественная приуроченность только одной из разновидностей кальциево-магнезиальных метасоматических образований, именно наиболее флогопитоносной, к генетически разнородным и разновременным гранитоидам, скорее всего, объясняется тем, что здесь создаются наиболее благоприятные условия для осаждения калия и кристаллизации флогопита в основной среде метасоматических пород.

Литологическая связь основных метасоматических образований с доломитовыми кальцифирами устанавливается лишь для железорудных метасоматических образований, но не свойственна для флогопитоносных. Об этом говорит характерная для описываемого района пространственная разобщенность промышленных железорудных и флогопитовых месторождений.

Всем исследователям Алдана известно стремление сторонников исключительной связи основного метасоматоза с доломитами связать проявления железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза с определенной частью стратиграфического разреза иенгрской серии, именно с федоровской свитой, для которой подчеркивается присутствие карбонатных пород.



Фиг. 4. Схема геологического строения западной части Алданского щита

1 — послеюрские щелочные интрузии; *2* — юрские отложения; *3* — кембрийские отложения; *4* — архейские гранитоиды; *5*—*7* — проявления железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза; *5* — жилы и группы жил диопсидового, амфиболового, диопсидово-флогопитового и диопсидово-магнетитового состава; *6* — флогопитовые месторождения; *7* — железорудные месторождения; *8* — гиперстеновые, гранатовые, силлиманитовые, кордиеритовые и биотитово плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы; *9* — амфиболиты, пироксеново-амфиболово-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями мраморов; *10* — кварциты с прослоями разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев; *11* — гранитизированные кристаллические сланцы и гнейсы разного состава (гранито-гнейсы)

Однако такая стратиграфическая приуроченность флогопитовых месторождений только к федоровской свите никак не может считаться надежно доказанной. Прежде всего сам принцип выделения этой свиты в основном по чисто литологическим признакам (т. е. по присутствию карбонатных пород и предположительно развитых только по ним метасоматических образований) не дает достаточно надежных оснований считать все относимые сюда толщи стратиграфически едиными. Кроме того, наличие флогопитоносных жил отмечено и в породах, относимых рядом исследователей не к федоровской, а к джелтулинской серии алданского архея, где эти флогопитоносные жилы также развиваются независимо от карбонатных пород (например, Магантасская группа месторождений Суннагинского хребта). Таким образом, роль стратиграфического контроля в распределении флогопитовых месторождений, по нашему мнению, не может быть определяющей.

Роль структурного контроля в размещении проявлений основного метасоматоза пока еще не может быть охарактеризована с необходимой полнотой. Можно, однако, отметить, что проявления метасоматоза располагаются в общем независимо от направлений синклинорных или антиклинорных структур. Это следует рассматривать как следствие развития метасоматоза в среде с уже сформированным складчатым строением, возникшим в главных своих чертах еще в течение первой эпохи архейского диастрофизма. Независимое от складчатости распределение проявлений метасоматоза отчетливо выявляется при рассмотрении западной части горнопромышленного района Алдана (см. фиг. 4).

В настоящее время можно с уверенностью говорить о большой относительной роли дизъюнктивных дислокаций в проявлении метасоматоза и особенно в распределении флогопитовых месторождений. Показателем этого является развитие метасоматоза вдоль разломов, например, формирование флогопитовых жил по расколам в древних гранитоидах. Такие расколы следует рассматривать как главные пути миграции железа, магния и кальция из более глубоких зон. Отсутствие детальных тектонических исследований не позволяет еще говорить с достаточной уверенностью об определяющей роли глубинных дизъюнктивных нарушений в локализации метасоматоза. Но некоторые факты подтверждают наличие связи метасоматоза с дизъюнктивными нарушениями. К таким фактам относятся, например, независимость самого проявления метасоматоза от литологических особенностей пород, выраженная в развитии его по породам разного состава, приуроченность железорудного метасоматоза, для которого благоприятной средой являются карбонатные породы, не ко всем, а только к некоторым толщам, содержащим кальцифиры, расположение в некоторых случаях метасоматических образований вдоль линейных направлений и некоторые другие факты.

В оценке роли дизъюнктивных дислокаций нельзя не учитывать также того обстоятельства, что наиболее вероятной является связь основного метасоматоза с процессами гранитизации, а при таком толковании определяющее значение в локализации метасоматоза должны иметь зоны тектонических нарушений как связывающие области гранитизации с более высокими структурными ярусами и представляющие собой наиболее благоприятные пути миграции вещества.

В заключение необходимо подчеркнуть, что при решении вопросов о закономерностях распределения флогопитовых месторождений в основе всех выводов должны лежать геологические данные, которые необходимо рассматривать в их историческом развитии. Время и место рудообразования должны определяться, исходя из последовательности геологических событий и их пространственного развития. Для флогопитообразования

в этом смысле особенное значение приобретает характеристика тектонических условий и глубинных петрографических процессов во вторую эпоху архейского диастрофизма, когда в глубоко метаморфизованных и сильно дислоцированных образованиях повторно развивались процессы ультраметаморфизма, особенно гранитизации, отразившиеся в более высоких структурных зонах в соответствующих процессах железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза.

Все изложенное выше показывает, что вопросы генезиса Алданских флогопитовых месторождений и закономерности их распределения в достаточной мере еще не выяснены. Следует продолжить комплексное изучение как самих месторождений, так и всего региона, уделяя особое внимание геологическим особенностям процессов железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза и их связи с последовательным геологическим развитием Алданского щита.

Касаясь закономерностей распределения флогопитовых месторождений в архее Алдана, сейчас можно лишь достаточно уверенно говорить о генетической связи этих месторождений с жильным комплексом метасоматических образований преимущественно диопсидового состава. Этот комплекс жильных метасоматических пород не связан с контактами доломитовых кальцифиров, а имеет региональное развитие и приурочен главным образом к зонам разрывных тектонических нарушений, проявленным уже после завершения древнейшей эпохи архейского диастрофизма.

Существенную роль в локализации промышленного флогопита в пределах участков развития этих метасоматических образований играет состав вмещающих пород. Наиболее благоприятными для концентрации крупнокристаллического флогопита в диопсидовых жилах оказываются богатые щелочами гранитоиды различного генезиса и сильно гранитизированные гнейсы, сформированные в древнейшую эпоху.

Распространенное сейчас представление об исключительной приуроченности флогопитовых месторождений к толщам, обогащенным карбонатными породами, требует специальной проверки и подтверждения.

Лаборатория геологии докембрия
Академии наук СССР

С. П. Мурзаев

К ДИСКУССИИ ПО ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛДАНА

По вопросу о происхождении и закономерностях размещения флогопитовых месторождений Алдана существуют две главные взаимоисключающие точки зрения. Большинство геологов, изучавших флогопитовые месторождения, считают флогопитоносные диопсидовые породы скарновыми образованиями, развившимися либо непосредственно на контакте доломитов и алюмосиликатных пород, либо в непосредственной близости от этого контакта, когда такие породы образуют секущие метасоматические жилы. Согласно другой точке зрения, развиваемой группой Н. Г. Судовикова, флогопитоносные диопсидовые породы представляют проявление основного фронта, связанного с повторной гранитизацией архейских толщ. Эти две точки зрения резко различно определяют перспективы поисков месторождений флогопита. В соответствии с контактово-реакционной концепцией происхождения флогопитоносных пород месторождения флогопита следует искать на месте пластов магнезиально-карбонатных пород или в непосредственной близости от них, тогда как в случае связи этих месторождений с регионально проявившимся основным фронтом они могут быть обнаружены вне пространственных соотношений с карбонатными породами.

Полученные автором в результате трехлетнего изучения алданских месторождений флогопита материалы позволяют считать, что каждая из двух генетических гипотез отражает лишь часть наблюдаемых фактов. Наблюдения автора позволяют выдвинуть два главных положения, которые должны дополнительно объяснить закономерности размещения флогопитовых месторождений.

1. Флогопитоносные диопсидовые породы с промышленным ослюденением развиваются в пространственной и генетической связи с продуктивными горизонтами, содержащими доломитовые мраморы, но почти исключительно за счет алюмосиликатных пород.

2. Проявления магнезиально-кальциевого метасоматоза в архее Алданского щита отчетливо подразделяются на две группы — более раннюю нефлогопитоносную, развитую регионально вне связи с доломитами, и флогопитоносную, приуроченную лишь к продуктивным горизонтам.

При рассмотрении вопроса об исходных породах, по которым развились флогопитоносные диопсидовые метасоматиты, прежде всего следует опираться на структурные их соотношения. При этом оказывается, что почти всегда в диопсидовых породах обнаруживаются реликты замещаемых алюмосиликатных пород и, наоборот, отсутствуют реликты карбонатных. Аналогичные наблюдения имеются и в отношении секущих метасоматических жил, обычных в алюмосиликатных породах и отсут-

ствующих в кальцифирах. Так, на флогопитовых месторождениях Куранахской группы, на которых особенно широко развиты кальцифиры, лишь в пределах месторождения Угольного, между 6 и 7-м карьерами, наблюдается зона диопсидовых пород, с обеих сторон окруженная кальцифирами и создающая при беглом осмотре впечатление секущей их жилы. Однако при более детальных наблюдениях в пределах этого тела обнаруживаются реликтовые участки гранитов не только в центральной, но и в краевых частях, и, таким образом, естественно считать, что и это тело возникло за счет замещения алюмосиликатных пород.

На всех крупных флогопитовых месторождениях Алдана (Эмельджак, Леглиер, Федоровское, Южное) мощные (до 12 *м*) согласные и неправильные тела диопсидовых пород почти повсеместно содержат большое количество реликтовых участков гранитов, гнейсов и сланцев и через участки, более богатые такими реликтами (типа грубого штокверка), постепенно переходят к алюмосиликатным породам с отдельными редкими метасоматическими жилами. Реликты же карбонатных пород в таких телах отсутствуют, что нельзя объяснить полным их замещением, так как обнажающиеся в пределах этих месторождений кое-где пласты кальцифиров (участки Второй и Скальный Эмельджакского месторождения, 2-й карьер Федоровского месторождения) оторочиваются лишь относительно маломощными (до 1 *м*) каемками, но не секутся диопсидовыми породами.

Наиболее часто диопсидовые породы на контакте с кальцифирами встречаются на месторождениях Колтыкон и Предвиденное Куранахской группы. При обычном явно метасоматическом характере соотношений с гранитами, отмеченном выше, переход к кальцифирам здесь прямой, резкий и согласный, не сопровождается жилками диопсидовых пород. Лишь на месторождениях Структурном, Верхне-Террасном и Угольном в этой группе в подобных диопсидовых породах отсутствуют реликты гранитов в пределах зон мощностью не более 1 *м* на контакте с кальцифирами. Тщательное изучение метасоматической зональности позволяет установить, что только форстеритовая (часто серпентинизированная) зо́на, наиболее тесно прилегающая к кальцифирам, постепенно в них переходящая и ни разу не встреченная внутри алюмосиликатных пород, несомненно образовалась за счет доломитов. Уже следующая за ней (в сторону алюмосиликатных пород) мономинеральная диопсидовая зона, считающаяся некоторыми исследователями (Лицарев, 1958_{1-3}, $1960_{1,2}$; Шмакин, $1959_{1,2}$) аподоломитовой, совершенно аналогична по составу и структуре таким же породам, полностью развившимся по гранитам. По наблюдениям автора на контакте форстеритовой (серпентиновой) и диопсидовой зон в метасоматических колонках, возникших в непосредственном контакте доломитов и алюмосиликатных пород, присутствует относительно выдержанная маломощная флогопитовая зона без промышленного ослюденения. Очевидно, именно эта зона и находится на месте первоначального контакта доломитов и алюмосиликатных пород.

Все приведенные наблюдения свидетельствуют, что подавляющая масса метасоматических пород флогопитовых месторождений возникла по алюмосиликатным породам и лишь ничтожная их часть — по карбонатным. Даже если считать, что мономинеральные диопсидовые зоны в контактовых метасоматических образованиях развивались по карбонатным породам, то и в этом случае общая масса метасоматических диопсидовых пород, возникших по алюмосиликатным породам, будет в целом в 10—15, а в отдельных участках и в сотни раз (Эмельджакская и Тимптонская группы месторождений) превышать объем аподоломитовых их разновидностей.

Подобные наблюдения показывают, что метасоматический процесс, приводивший к образованию месторождений флогопита, не имел характера обмена компонентами двух химически неравновесных сред, а представлял направленный привнос оснований в алюмосиликатные породы.

В связи с этим может показаться справедливым представление о магнезиально-кальциевом метасоматозе как фронте базификации, в проявлениях которого фиксируются компоненты, выносимые в процессе гранитизации. Впервые представления об основном фронте в алданском архее были выдвинуты на основании изучения метасоматических жил, развитых в иенгрской серии в нижнем течении р. Чуги, левого притока Алдана (Судовиков, 1956), а затем распространены на флогопитовые месторождения. Исследования автора показали, что магнезиально-кальциевые образования метасоматических жил нижнего течения Чуги, как и всего бассейна верхнего течения Алдана, по целому ряду признаков: составу и взаимоотношениям с другими породами — отличаются от флогопитоносных диопсидовых метасоматитов. Сопоставим жилы чугинского типа и флогопитоносные жилы (см. табл.).

Таблица

Сравнительная характеристика магнезиально-кальциевых метасоматитов чугинского типа и флогопитоносных жил

Признак	Тип метасоматитов	
	жилы чугинского типа	флогопитоносные жилы
Минеральный состав	Роговая обманка, плагиоклаз, диопсид, иногда скаполит, биотит	Паргасит, флогопит, диопсид, скаполит
Образования в контакте с вмещающими гранитами	Контакты лишены диопсидово-скаполитового симплектита	Присутствует диопсидово-скаполитовый симплектит
Соотношения с гранитами	Повсеместно секутся гранитами и пегматитами	Изредка секутся единичными маломощными жилками гранитных пегматитов
Деформированность и соотношения с гранитизацией	Нередко пластически деформированы и гранитизированы	Ни в одном случае не подвергались пластической деформации, не гранитизированы
Распространение	Распространены по всей территории Алданского щита в различных свитах	Распространены исключительно в пределах продуктивных горизонтов
Флогопитоносность	Лишь иногда содержат мелкочешуйчатый железистый флогопит	Содержат промышленные скопления крупноразмерного флогопита

Как видно из табл. 1, эти два типа железо-магнезиально-кальциевых метасоматитов совершенно четко отличаются друг от друга и образовались в резко различное время. Интересно отметить, что жилы чугинского типа были обнаружены автором в пределах Федоровской группы месторождений флогопита, в непосредственной близости от слюдяных тел. Здесь они обладают всеми признаками жил, описанных для верхней части бассейна Алдана, в том числе повсеместно секутся гранитами и несут следы повторной гранитизации.

Таким образом, детальное изучение железо-магнезиально-кальциевых метасоматитов Алданского щита показало, что только жилы чугинского тиа пользуются региональным распространением вне зависимости от

характера вмещающих пород. Выводы, основанные на наблюдениях над этими жилами, нельзя распространять на флогопитоносные метасоматические жилы. Если на опубликованной группой Н. Г. Судовикова (Другова, Климов и др., 1959) карте размещения метасоматических жил Алданского щита выделить флогопитоносные жилы и жилы чугинского типа и сопоставить такую схему с геологической картой, то легко можно увидеть приуроченность первых лишь к свитам, в состав которых входят магнезиально-карбонатные породы.

Таким образом, автору представляется единственно верной концепция размещения флогопитовых месторождений Алдана в связи с продуктивными горизонтами, разделяемая большинством геологов, изучавших флогопитоносность Алданского щита, и принятая промышленными организациями. Однако частные особенности размещения флогопитовой минерализации в продуктивных горизонтах, по мнению автора, регулируются не компенсированным в целом обменом компонентов между доломитами и алюмосиликатными породами, а односторонним привносом оснований из карбонатных пород в алюмосиликатные. В связи с этим целесообразно обратить внимание на давно подмеченный факт уменьшения содержания доломита в пластах карбонатных пород по направлению от их центра к диопсидовым породам, развивающимся по алюмосиликатной среде (Коржинский, 1952). Это дает основание полагать, что кальций и магний (в особенности последний) выносились из доломитов и служили материалом для флогопитоносных метасоматических жил в алюмосиликатных породах. Подобная концепция объясняет как развитие флогопитоносных диопсидовых пород почти исключительно по алюмосиликатным породам, так и локализацию флогопитовых месторождений в пределах продуктивных горизонтов вблизи пластов карбонатных пород.

Комбинат «Алданслюда»

Л. В. Климов

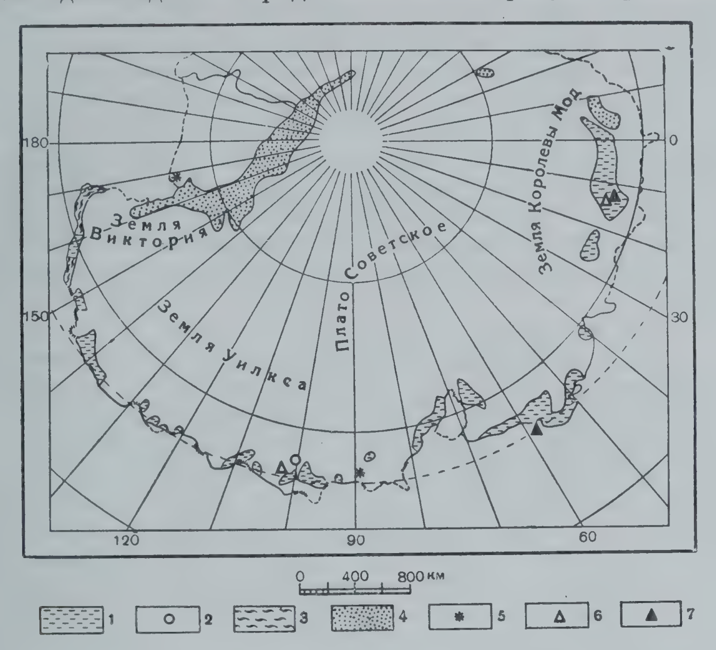
ФЛОГОПИТОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЕ

Во время рекогносцировочных исследований в Восточной Антарктиде, проведенных в 1956—1959 гг. геологами Советской Антарктической экспедиции, был выявлен ряд флогопитовых проявлений, наиболее существенные из которых отмечены на фиг. 1. Специально эти проявления еще не изучались, однако полученные сведения все же позволяют дать первую, самую общую геологическую характеристику флогопитоносных образований и высказать некоторые соображения о перспективах обнаружения в Восточной Антарктиде флогопитовых месторождений.

Как установлено в последние годы советскими и иностранными исследователями, Восточная Антарктида в целом представляет собой послекаледонскую платформу, геологически сходную, а в прошлом, по-видимому, и единую с древними платформами Австралии, Индии, Африки и Бразилии. Фундамент платформы сложен преимущественно докембрийским складчатым комплексом кристаллических сланцев, неоднократно и неравномерно мигматизированных и гранитизированных и прорванных гранитоидными и более основными интрузиями. В намечающихся в пределах платформы зонах позднедокембрийской и каледонской складчатости, помимо того, выявляются и более высокие структурные ярусы фундамента, представленные складчатыми, слабо метаморфизованными верхнедокембрийскими и нижнепалеозойскими осадочными толщами и прорывающими их гранитоидными интрузиями. Осадочно-вулканогенный чехол платформы, включающий обширную трапповую формацию, имеет возраст от девона до триаса.

Комплекс кристаллических сланцев фундамента Восточно-Антарктической платформы, к которому приурочены все отмеченные флогопитовые проявления, характеризуется резким преобладанием метаморфических образований гранулитовой и высоких ступеней амфиболитовой фаций. Существенно известковистые породы представлены в нем преимущественно кальцифирами и диопсидсодержащими разновидностями сланцев и гнейсов, а существенно глиноземистые — гранатовыми, силлиманитовыми и кордиеритовыми разновидностями. Для пород промежуточного состава чрезвычайно характерно широкое распространение гиперстена. На участках интенсивной мигматизации и гранитизации нередко отмечается амфиболизация и биотитизация пород. Интрузивные образования фундамента Восточно-Антарктической платформы представлены главным образом породами чарнокитового ряда и аляскитовыми гранитами. На ряде участков (см. фиг. 1) в метаморфической толще развиты метасоматические диопсидовые породы, к которым и приурочены непосредственно отмеченные флогопитовые проявления.

Среди метасоматических диопсидовых пород устанавливается два различных типа: 1) метасоматические породы, развитые в краевых частях пачек и линз кальцифиров, и 2) секущие метасоматические жилы в гнейсах. Первый тип метасоматических пород был выявлен сначала в Оазисе Бангера (Равич и Соловьев, 1957), а затем установлено широкое развитие его в восточной части гор Земли Королевы Мод (Равич и др., 1959). Преимущественно диопсидовые породы этого типа образуют краевые оторочки



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Восточной Антарктиды

1 — нерасчлененный докембрийский комплекс кристаллических сланцев, мигматитов и гранитоидов; *2* — позднедокембрийская сланцево-аргиллитовая серия (горы Сандау и Амундсена); *3* — нижнепалеозойская филлитово-сланцево-граувакковая серия (берег Отса, южная часть Земли Виктории); *4* — девон-триасовая осадочно-вулканогенная серия бикон (Земля Виктории, западная часть Земли Королевы Мод, Горы Принца Чарльза, берег Короля Георга V); *5* — кайнозойские щелочные вулканические породы; *6* — участки развития флогопитсодержащих метасоматических пород в краевых частях тел доломитовых мраморов и кальцифиров; *7* — участки развития флогопитсодержащих метасоматических диопсидовых тел в гнейсах и мигматитах

пачек и линз доломитовых кальцифиров и нередко практически нацело замещают линзы кальцифиров мощностью в несколько метров. Помимо преобладающего диопсида, в составе таких метасоматических пород отмечаются реликтовые минералы кальцифиров (кальцит, доломит, форстерит, шпинель), а также паргасит и флогопит, развивающиеся с замещением диопсида. Характерной особенностью метасоматических пород этого типа является их участие в процессах региональной мигматизации и гранитизации, проявленное в образовании агматитов или морфологически более сложных мигматитов. Во всех таких мигматитах линзовидные или сложные по форме блоки диопсидовых пород разобщены жильным материалом, представленным лейкократовыми гранитоидами или сильно гранитизированными гнейсами. Структурные соотношения субстрата и жильного материала мигматитов отчетливо показывают, что образование метасоматических диопсидовых пород в краевых частях тел кальцифиров

происходило еще до проявления региональной гранитизации и мигматизации.

В отличие от этого метасоматические диопсидовые жилы, наблюдающиеся преимущественно в гнейсах и мигматитах, местами обнаруживают отчетливо секущие контакты с мигматитами, что указывает на более позднее образование этих жил в условиях, когда толща мигматитов была уже полностью консолидирована. Метасоматические жилы этого типа выявлены в восточной части гор Земли Королевы Мод (гора Форпост) и на островах Эйгарен в Заливе Короля Эдуарда VIII. В первом случае была прослежена жила более чем на 50 *м* по простиранию, мощностью около 3 *м*, секущая лейкократовые пироксеновые гранулиты. Слагающая жилу крупнозернистая мономинеральная диопсидовая порода пронизана сетью тонких скаполитовых прожилков и содержит мелкие гнезда крупночешуйчатого (до 3—4 *см*) флогопита. На островах Эйгарен сходные крупнокристаллические диопсидовые жилы значительно амфиболизированы и обнаруживают лишь незначительные признаки флогопитоносности.

Несмотря на ограниченность сведений об антарктических флогопитовых проявлениях, отчетливо устанавливается их значительное сходство с флогопитовыми проявлениями Алданского щита. Это сходство выражается в приуроченности флогопитовых проявлений к комплексам глубоко метаморфизованных пород, претерпевших неоднородную мигматизацию и гранитизацию, и их непосредственной связи с метасоматическими диопсидовыми породами. Сходными оказываются минеральный состав метасоматических жил и их структурные соотношения с окружающими породами, а также и характер обособления крупночешуйчатого флогопита. Это дает основания рассматривать антарктические флогопитовые проявления в качестве аналогов флогопитоносных образований Алданского щита и на основе этого говорить о положительных перспективах отдельных районов Восточной Антарктиды в отношении возможного обнаружения флогопитовых месторождений. В соответствии с нашими представлениями о генезисе и закономерностях размещения алданских флогопитовых месторождений, изложенными в отдельной статье настоящего сборника, можно высказать предположение, что и в Восточной Антарктиде наиболее перспективными для поисков флогопитовых месторождений являются участки неравномерно мигматизированных и гранитизированных кристаллических сланцев, в пределах которых достаточно широко проявлены сопряженные с региональной гранитизацией процессы кальциево-магнезиального метасоматоза, выраженные, прежде всего, в развитии метасоматических, преимущественно диопсидовых, пород по мигматитам и гранитам. В качестве возможного района развития флогопитоносных метасоматических образований можно назвать восточную часть гор Земли Королевы Мод и примыкающую к ней часть гор Сюр-Рондане.

Научно-исследовательский институт геологии Арктики

Г. Ф. Боголюбова, А. Н. Боголюбов

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ ВО ФЛОГОПИТОНОСНЫХ ПОЛЯХ АЛДАНА ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОЙ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ И ВОПРОСЫ ПОИСКОВ СЛЕПЫХ ЗОН ОСЛЮДЕНЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на большие объемы геологопоисковых работ, проведенных в районах Алдана, вопросы локализации слюдяных месторождений не изучены в достаточной степени. Съемочно-поисковые, а затем и разведочные работы позволили первым исследователям флогопитовых месторождений Алдана (Д. С. Коржинский, Н. В. Фролова, П. Ф. Клековкин и др.) выявить основную особенность в размещении флогопитовых месторождений — приуроченность их к определенным стратиграфическим единицам (горизонтам, свитам, пачкам и т. д.). Такая закономерность в размещении флогопитовых месторождений была положена в основу проведения всех съемочно-поисковых и разведочных работ на Алдане, что на определенном этапе изучения флогопитоносности Алданского региона было необходимо и имело очень большое значение. Вместе с тем в результате дальнейшего детального изучения геологии районов слюдяных месторождений стало очевидно, что стратиграфический контроль не является основным, а тем более единственным фактором, предопределяющим размещение месторождений. Из анализа геологических карт и карт флогопитоносности следует, что рудные поля распределяются далеко не равномерно в пределах выхода продуктивных пород, а сосредоточены в определенных местах, причем иногда зоны ослюденения расположены за пределами выходов диопсидовых пород. Выявление основных закономерностей размещения месторождений флогопита в пределах рудных полей и закономерностей размещения промышленного ослюденения на месторождениях является той основной задачей, от решения которой зависит успешное проведение геологопоисковых и разведочных работ и увеличение сырьевой базы слюды — флогопита.

Изучение основных закономерностей размещения рудных тел в флогопитоносных полях Алдана на базе комплексных геолого-геофизических съемок производилось авторами в течение 1957—1960 гг. на ряде крупнейших месторождений. Материал, послуживший основой данной статьи, собран в процессе изучения в основном двух групп месторождений: Тимптонской и Эльконской. Обе группы месторождений, несмотря на их территориальную разобщенность, находятся в сходных геологических и геоморфологических условиях, что позволяет сделать некоторые обобщения об условиях их формирования и особенностях геолого-структурного строения. Изучение геологии месторождений производилось на основе применения

методов литолого-стратиграфического и структурного анализа при особенно тщательном исследовании всех магматических и метасоматических проявлений. Впервые для изучения флогопитовых месторождений в комплексе с геологическими производились геофизические работы. Применение всех перечисленных методов обусловливается особенностями геологического строения флогопитоносных районов Алдана. Основные из этих особенностей кратко формулируются следующим образом.

1. Районы флогопитовых месторождений сложены в основном докембрийскими метаморфическими породами, для которых характерно: относительное однообразие парагенетических ассоциаций минералов; хорошая выдержанность состава и мощностей пород по простиранию при относительно быстрой смене их вкрест простирания; определенная фациальная последовательность чередования различных групп пород в разрезе и сохранение их первичной сланцеватости (слоистости) и, наконец, ритмический характер строения толщи. Для изученных нами месторождений в составе продуктивных горизонтов наиболее обычно чередование амфиболовых, биотитово-амфиболовых, пироксеново-амфиболовых, пироксеновых и биотитовых сланцев и гнейсов; обязательным членом стратиграфического разреза продуктивной толщи являются диопсидовые или карбонатные породы. Каждая из выделенных разновидностей пород представляет собой один элемент ритма. Группы пород (элементов ритма), располагающиеся в определенной последовательности, составляют полный ритм. Каждому элементу ритма соответствует определенная фация осадконакопления, причем для большинства флогопитовых месторождений Алдана устанавливается четкая последовательность чередования групп пород, отвечающих определенным ритмам и фациям осадков. Так, мраморы, кальцифиры, диопсидовые породы, соответствующие карбонатной фации осадков, сменяются осадками карбонатно-глиноземистой фации, объединяющей амфиболовые, биотитово-амфиболовые, пироксеново-амфиболовые и пироксеновые сланцы и т. д.

2. Большинство районов флогопитовых месторождений характеризуется широким развитием магматических пород, занимающих иногда более 50% картируемой площади. Обилие гранитного материала затрудняет структурно-стратиграфическую корреляцию разобщенных гранитами участков метаморфических пород. Возникает в ряде случаев необходимость снять гранитный «фон» с тем, чтобы восстановить догранитную структуру того или иного участка. Задача эта облегчается тем, что в районах с широким развитием магматических образований, «чистые» аляскитовые граниты составляют относительно небольшой процент, большая же часть магматических проявлений представлена различными «гибридными» породами: гранито-гнейсами, мигматитами, ассимиляционными гранитами и т. д. Все эти породы возникают за счет метаморфических преобразований под воздействием процессов гранитизации и магматической деятельности, вследствие чего в составе их сохраняются реликты непереработанного материала метаморфических пород. Так, например, в биотитово-амфиболовых гранито-гнейсах, образовавшихся за счет биотитово-амфиболовых сланцев, основными темноцветными породообразующими минералами являются амфибол и биотит; в биотитовом гранито-гнейсе — биотит; в пироксеновом — пироксен и т. д. Такое же соответствие составов отмечается при сопоставлении темноцветных минералов метаморфических пород и ассимилирующих их гранитов. Изменение состава и структуры гранитов происходит также под влиянием катаклаза и метасоматических процессов. В зонах катаклаза граниты иногда настолько изменены, что их магматическое происхождение устанавливается с большим трудом. В этих случаях граниты либо очень уплотнены и тонко раз-

линзованы, либо, наоборот, становятся очень пористыми, «шлакообразными». В зонах метасоматического воздействия граниты, как правило, меняют свой состав, а иногда и структуру, дисилицируются, обогащаются кальций-, магнийсодержащими минералами (диопсидом, сфеном, скаполитом и т. д.).

3. Все флогопитовые месторождения Алдана пространственно связаны с выходами пород существенно пироксенового состава, среди которых выделяются в основном две группы. В первую группу входят породы, образовавшиеся в результате регионального метаморфизма мергелисто-карбонатных осадков. Эти породы занимают определенное положение в стратиграфической колонке и принимают участие во всех геологических преобразованиях толщи наряду с другими метаморфическими породами.

Сохранившиеся в своем первоначальном виде диопсидовые породы этой группы равномернозернистые, массивные, обычно мономинеральные, реже состоят из двух-трех минеральных компонентов. Контакты их с метаморфическими породами согласные и характеризуются с постепенным изменением состава контактирующих пород в ту и другую сторону. Основным породообразующим минералом таких пород является зеленый, буровато-зеленый моноклинный пироксен. По оптическим константам он определяется как промежуточная разность между диопсидом и салитом ($cNg = 39-40°$; $2V = 58-60°$). Мощность таких диопсидовых пород хорошо выдерживается по падению и простиранию, при отсутствии, конечно, будинаж-структур или инъекций гранита.

Во вторую группу существенно пироксеновых пород входят породы, возникающие за счет метасоматического преобразования пород любого состава. По различию исходного состава замещаемых пород в этой группе могут быть выделены две подгруппы. Первая включает диопсидовые породы, развивающиеся за счет пород карбонатного или близкого к карбонатному состава; вторая — породы, образующиеся при метасоматозе алюмосиликатных пород. Породы каждой из выделенных подгрупп характеризуются определенными ассоциациями минералов, структурой, цветом и т. д. Диопсидовые породы, развивающиеся по карбонатным, обычно равномернозернистые («сахаровидные»), мономинеральные или содержат небольшое количество включений амфибола, шпинели, флогопита, кальцита. Пироксен представлен светло-зелеными или бесцветными, короткопризматическими зернами диопсида с углом угасания $cNg = 38{,}5-39°$ и $2V = 56-57°$. Эти породы не выходят за пределы пласта карбонатных пород, мало отличаются от диопсидовых пород метаморфического происхождения, и выделение их в самостоятельную подгруппу имеет, скорее, теоретическое чем практическое значение.

Ко второй подгруппе метасоматических существенно пироксеновых образований относятся породы, возникшие путем преобразования алюмосиликатных пород. Входящие в эту группу породы характеризуются непостоянством состава и структуры, невыдержанной мощностью и, как правило, секущими контактами с вмещающими породами. Минеральный состав их довольно разнообразен: кроме пироксена, присутствуют также амфибол, скаполит, шпинель, магнетит, гранат, различные сульфиды, апатит, кальцит, флогопит и т. д. Пироксен, судя по оптическим константам, представлен салитом ($cNg = 43-44°$; $2V = 59-60°$). Текстура в начальной стадии метасоматического преобразования сохраняет основные элементы текстуры замещаемых пород. Так, при метасоматозе сланцев и гнейсов образуются своеобразные полосчатые скаполитово-диопсидовые породы сланцеобразной структуры; при метасоматозе гранитов возникают массивные скаполитово-диопсидовые породы «гранитного» облика. Наличие

нескольких генетических разновидностей пород существенно-пироксенового состава обусловливает необходимость строгого разделения их при крупномасштабном картировании флогопитовых месторождений Алдана.

Как уже отмечалось, особенности геологического строения флогопитовых месторождений обусловили необходимость проведения работ комплексом методов, включающим литолого-стратиграфические, структурные и геофизические исследования. Методы литолого-стратиграфического и структурного анализа не содержат существенных изменений по сравнению с такими же методами, применявшимися при изучении глубоко метаморфизованных толщ других районов.

Геофизические работы в комплексе с геологическими для изучения геологии флогопитовых месторождений Алдана поставлены впервые, поэтому необходимо вкратце остановиться на характеристике примененных геофизических методов. Совершенно новой при изучении архея является методика электропрофилирования. Особенность этой методики заключается в том, что на каждой точке профиля разность потенциалов измерялась в двух направлениях, одно из которых совпадало с направлением оси установки, а второе было перпендикулярно ей. Теоретические и лабораторные исследования, проделанные нами, позволили установить, что в процессе перемещения установки по профилю величина разности потенциалов на электродах осевой приемной линии, совпадающей с осью установки, определяется главным образом величиной удельных сопротивлений подстилающих пород, в то время как величина разности потенциалов на электродах азимутальной приемной линии, которая перпендикулярна к оси установки, зависит в основном от простирания границ пород по отношению к профилю. Совместная интерпретация графиков изменения разности потенциалов на осевой и азимутальной приемных линиях позволяет определять на каждом профиле в отдельности не только положение в разрезе границ тел, вызвавших аномалии, но и их простирание в плане. Последнее имеет большое значение при выделении и прослеживании на планшете электроразведочных аномалий, связанных с породами, которые обладают близкими удельными сопротивлениями, но имеют различные простирания. При помощи обычных методов электроразведки такая задача решается с трудом и далеко не всегда.

Магнитная съемка заключалась в измерениях на площади месторождения приращений вертикальной составляющей ΔZa магнитного поля Земли и проводилась по общепринятой методике, положения которой изложены в соответствующих руководствах и инструкциях.

В результате обработки геофизических данных было установлено, что совпадение отрицательных аномалий ΔZa и проводящих аномалий кажущегося сопротивления, которые прослеживаются в направлении простирания метаморфических пород, указывают на наличие в разрезе пластовых диопсидовых пород. Полями положительных значений ΔZa фиксируются участки распространения гнейсов, сланцев и гранито-гнейсов. Локальные положительные аномалии ΔZa позволяют выявить местоположение и простирание тектонически ослабленных зон, по которым проходили интенсивные метасоматические процессы. Локальными проводящими аномалиями кажущегося сопротивления хорошо выделяются по данным электропрофилирования участки распространения молодых разрывных нарушений, представленных зонами дробления пород, и определяются простирания последних.

Материалы геофизических работ послужили одним из основных источников информации о геологическом строении заболоченных или покрытых гранитными развалами участков. На площадях, в достаточной мере освещенных с геологической точки зрения, геофизические данные использо-

вались для уточнения известных геологических границ, а также в целях выявления слепых рудных тел. Ниже излагаются результаты комплексных геолого-геофизических исследований в районах Леглиерского и Эльконского рудных полей.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ В ЕГО ПРЕДЕЛАХ

Месторождение Южное входит в Тимптонскую группу флогопитовых месторождений, располагающихся в междуречье левых притоков р. Тимптон — речек Курунг-Хоонку и Леглиер. Характерной особенностью геологического строения района является широкое развитие архейских гранитов, занимающих до 70% всей площади месторождения. Метаморфические породы представлены биотитовыми, амфиболовыми, пироксеновыми гнейсами и сланцами, а также диопсидовыми породами. С последними пространственно связано флогопитовое оруденение.

Большая часть площади месторождения интенсивно задернована. Широким развитием пользуются глыбовые развалы и болота. Значительная часть шурфов и канав, пройденная в заболоченных местах и на участках распространения глыбовых развалов, не доходит до коренных пород. В остальных случаях выходы коренных пород, вскрытые мелкими горными выработками, часто находятся в таком состоянии, которое исключает возможность достоверного определения элементов залегания вскрытых пород и тем более проведения наблюдений за трещинной и дизъюнктивной тектоникой.

Особенности строения месторождения как геологического, так и геоморфологического характера потребовали использования в процессе его изучения более тщательных и разнообразных геологических исследований, а также обусловили необходимость применения геофизических методов разведки.

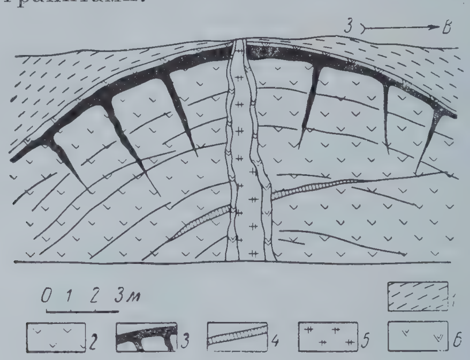
Исследования по составлению карты месторождения проводились на основе крупномасштабной геологической и геофизической съемки, На основании собранных данных составлена геологическая карта месторождения и детальные карты основных рудных узлов. Анализ полученных материалов позволил выявить основные закономерности локализации промышленного ослюденения на месторождении и наметить пути поисков слепых флогопитоносных зон.

В строении месторождения принимают участие метаморфические, метасоматические и магматические образования. Метаморфические породы представлены пироксеново-амфиболовыми, амфиболовыми, биотитовыми гнейсами и сланцами, а также диопсидовыми и карбонатными породами. Различие метаморфических пород по минеральному составу, структуре и текстуре, а также выдержанность этих свойств по простиранию и определенная последовательность в их чередовании позволили выделить в районе месторождения 14 самостоятельных пластов и определить их стратиграфическое положение.

Среди довольно монотонной толщи пород нами выделены пласты и пачки, имеющие маркирующее значение при картировании. Такими породами являются разновидности сланцев или гнейсов, обогащенных биотитом, гранатом, кордиеритом. Существенно пироксеновые (диопсидовые) породы, несмотря на то что они по внешнему облику и составу отличаются от всех других пород, маркирующего значения не имеют, так как наряду с существенно пироксеновыми породами метаморфического происхождения в строении флогопитовых месторождений значительное место

занимают очень похожие на них пироксеновые породы метасоматического происхождения.

Интрузивный комплекс в пределах месторождения представлен плагиогранитами (диоритами), микроклиновыми аляскитовыми гранитами и пегматитами. В аляскитовых гранитах и значительно реже среди плагиогранитов выделяются по взаимоотношениям с метаморфическими породами две разновидности, которые названы нами «ассимилирующими» и «интрузивными» гранитами.



Фиг. 1. Локализация ослюденения в замке пологой поперечной складки. Зарисовка стенки карьера 4 месторождения Южное

1 — амфиболовые сланцы; *2* — пластовые диопсидовые породы; *3* — флогопитоносное тело; *4* — милониты; *5* — пегматиты; *6* — метасоматические диопсидовые породы

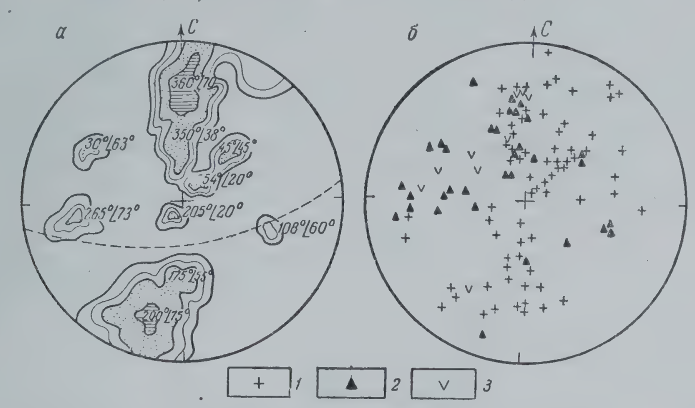
Наибольшим распространением пользуются ассимилирующие граниты, среди которых метаморфические породы залегают в виде ксенолитов. Контакты метаморфических пород с этими гранитами неровные и характеризуются мощными (иногда до десятков метров) зонами приконтактовых изменений. Граниты обогащены реликтовыми минералами, сохранившимися от ассимилированных ими метаморфических пород; содержание реликтовых минералов постепенно убывает от периферии к центру гранитных тел.

Граниты интрузивного типа встречаются значительно реже и залегают в метаморфических породах в виде тел относительно правильных форм. Контакты метаморфических пород с интрузивными гранитами чаще всего прямолинейные; мощность приконтактовых изменений мала и не превышает нескольких сантиметров. Минералы, входящие в состав окружающих пород, в таких гранитах обычно не отмечаются.

Месторождение Южное располагается в пределах Леглиерской синклинали, ось которой простирается в широтном направлении. Южное крыло синклинали осложнено складчатостью более высоких порядков, которая представлена в районе двумя сопряженными изоклинальными складками с осями, параллельными простиранию основной складчатости, и с падением крыльев на северо-запад под углами 45—50°. На линейную складчатость наложена поперечная, результатом которой являются пологие поперечные изгибы пластов. Оси поперечных складок имеют северо-западное и северо-восточное простирание, почти перпендикулярные к простиранию осей линейных складок. Примером является пологая складка, вскрытая северо-западной стенкой карьера № 4 (фиг. 1). Довольно сложная складчатость района обусловила возникновение разновозрастных дизъюнктивных нарушений.

Остановимся на характеристике наиболее распространенных серий нарушений, отмеченных в пределах месторождения.

Результаты обработки замеров элементов залегания всех разрывных нарушений и обычной трещиноватости пород обобщены на диаграммах ориентировки разрывных нарушений (фиг. 2). Сопоставляя эти диаграммы с геологической картой и структурной схемой месторождения (фиг. 3), можно выделить по отношению к складчатости три основные группы нарушений: 1) связанные с линейной складчатостью, 2) связанные с поперечной складчатостью, 3) не связанные со складчатостью.



Фиг. 2. Диаграмма ориентировки разрывных нарушений флогопитоносного поля месторождения Южное (*а* — диаграмма относительной плотности замеров, *б* — точечная диаграмма)

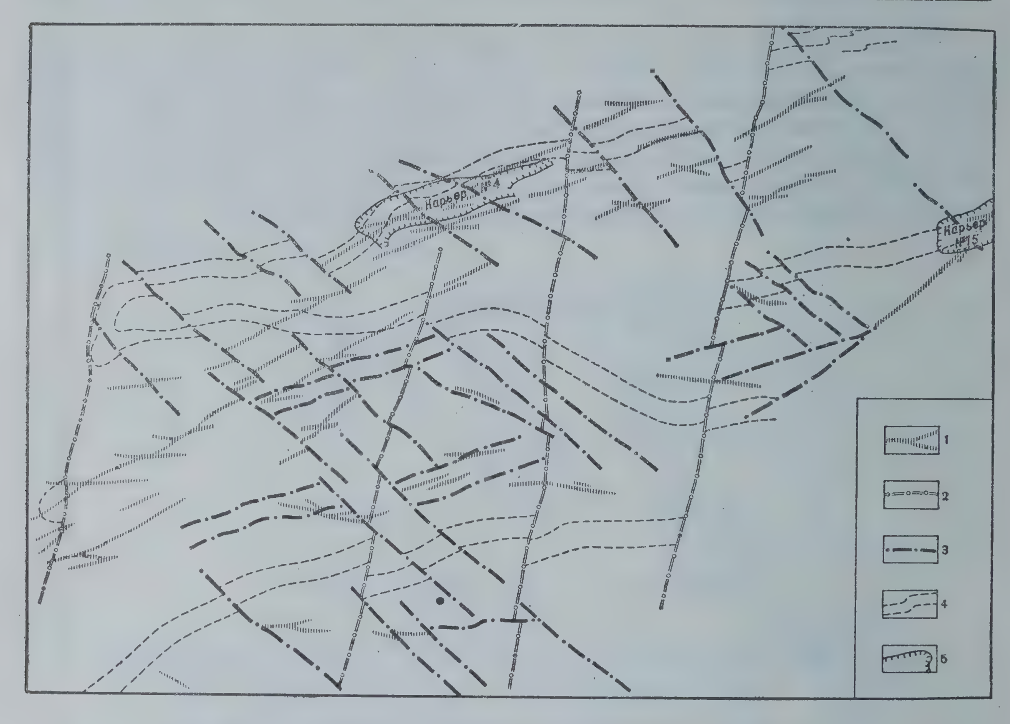
1 — граниты; *2* — метасоматиты; *3* — зоны милонитизации, перетирания и дробления

Самым большим максимумом на диаграмме (см. фиг. 2, *а*) отображаются разрывы, азимуты падения которых в среднем имеют 360° при углах падения, близких к 70°. На точечной диаграмме (фиг. 2, *б*) этому направлению соответствует наибольшая концентрация значков магматических и метасоматических образований.

Интрузивные образования представлены линзообразными и пластовыми телами микроклиновых и плагиоклазовых гранитов. Метасоматические породы отмечаются в виде относительно крупных тел линзообразной формы, которые занимают кососекущее положение по отношению к падению и простиранию метаморфических пород.

Значительно слабее в районе месторождения проявлены нарушения, имеющие азимут падения 200°, угол 75°. К этой системе нарушений приурочены в основном граниты запад-северо-западного простирания.

Обе системы разрывных нарушений возникли в результате линейной складчатости и в большинстве своем являются трещинами скола, которые концентрируются на участках развития мелкой линейной складчатости, особенно около замковых частей складок. Наиболее густая сеть сколовых нарушений отмечается в северо-западной части месторождения, где ими пересечены крылья антиклинальной складки вблизи ее замка (фиг. 3). Крупный сброс этой системы, залеченный метасоматическими пироксеновыми породами, проходит через карьеры № 13, 17, 4. Мощность метасоматических образований достигает здесь 40—50 *м*. Аналогичный сброс отмечен в юго-восточной части участка и проходит от рудной зоны, разрабатываемой карьером № 15, к зоне диопсидовых пород, находящихся южнее месторождения Озерное. Этот сброс располагается под острым углом к сланцеватости метаморфических пород и к осям линейных складок. По геофизическим данным нарушения такого типа фиксируются интенсивными локальными аномалиями вертикальной составляющей магнитного поля,



Фиг. 3. Структурная схема месторождения Южное

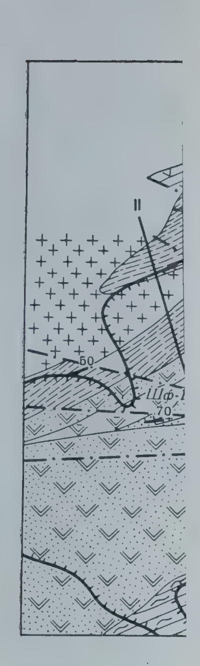
1 — нарушения, по которым развивались метасоматические диопсидовые породы; *2* — разрывные нарушения, выполненные гранитным материалом; *3* — система разрывов, образовавшихся после рудоотложения; *4* — контуры пласта диопсидовых пород; *5* — контуры карьеров

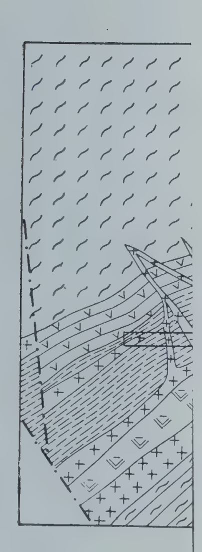
которые имеют субширотные простирания и наблюдаются над выходами метасоматических диопсидовых пород.

Следующая система дизъюнктивных нарушений связана с образованием поперечной складчатости. На диаграмме (см. фиг. 2, *а*) разрывам этого направления соответствуют максимумы с азимутом падения 54°, углом 20° и азимутом падения 200°, углом 20°, а также максимумы, соответствующие дизъюнктивам, азимуты и углы падения которых, соответственно, равны 30 и 63° и 108 и 60°. Обе пары максимумов располагаются симметрично относительно осей поперечных складок. Простирание первой системы разрывов почти совпадает с простиранием поперечных складок, вторая система нарушений характеризуется крутыми углами падения и секущим, по отношению к осям складок, простиранием.

Разрывные нарушения, максимумы которых имеют азимут падения 54°, угол 20° и азимут падения 205°, угол 20°, выполнены в основном жилами микроклиновых пегматитов. Нарушения второй группы с максимумами, соответствующими азимуту падения 30°, углу 63° и азимуту падения 108°, углу 60° выполнены слюдоносными жилами, состоящими почти целиком из крупнопластинчатого флогопита. Мощность жил в среднем 0,5—0,6 *м*, длина 5—6 *м*; располагаются они в породах различного состава (сланцах, гранитах, диоритах, диопсидовых породах). Образуются эти жилы в основном за счет выполнения трещин разрыва, сопровождающих поперечную складчатость.

На фиг. 1 приведена зарисовка северной стенки нижнего уступа карьера № 4 месторождения Южного. Стенкой уступа вскрыто ядро пологой поперечной складки пласта диопсидовых пород. В месте перегиба пласта (в ядре) происходит отслаивание пород различного состава вдоль контак-

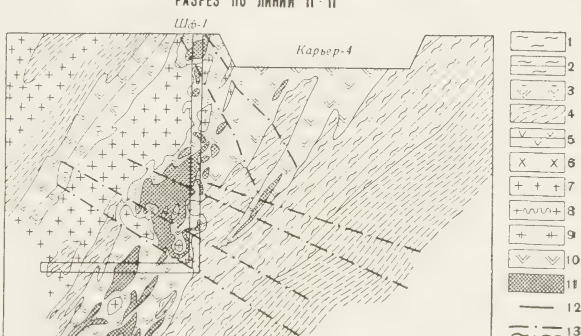




1 — амфиболовые сланцы;
4 — биотитово-амфиболовы
гранит-пегматиты; *8* — ми
11 —

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ I-I

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ II-II



Фиг. 4. Геологический план карьера № 4 месторождения Южное

1 — амфиболовые сланцы; *2* — пироксеново-амфиболовые сланцы; *3* — пластовые равномерно-среднезернистые диопсидовые породы; *4* — биотитово-амфиболовые сланцы; *5* — флогопитово-диопсидовые сланцы; *6* — диориты и гранодиориты; *7* — розовые пегматиты и гранит-пегматиты; *8* — милонитизированные граниты; *9* — пегматиты; *10* — неравномернозернистые метасоматические диопсидовые породы; *11* — флогопитовые тела; *12* — тектониты; *13* — зоны смятия, плоскости зеркала скольжения

тов и образуются клинообразные трещины разрыва, выполняемые рудным материалом, крупнопластинчатым флогопитом.

К системе нарушений, не связанных со складчатостью, относятся разрывы, которые на диаграмме фиг. 2, *а* характеризуются максимумами, соответствующими азимуту падения 255°, углу 73° и азимуту падения 45°, углу 45°.

На точечной диаграмме ориентировки разрывных нарушений положению этих максимумов соответствуют плоскости скольжения, милонитизации и других деформаций, наблюдаемых в различных породах, в том числе и метасоматических. В отдельных случаях с этими направлениями связаны пегматитовые жилы, линзовидные флогопитовые тела и дайки диабазов.

Разрывы, элементы залегания которых концентрируются в районе максимума, соответствующего азимуту падения 265° и углу 73°, представлены крупными сбросо-сдвигами, сопровождающимися более мелкими нарушениями, образующими иногда довольно мощные зоны рассланцевания и дробления пород. По этим зонам нередко отмечаются смещения пород с амплитудой до нескольких десятков метров.

По геофизическим данным нарушения этого типа отчетливо обнаруживаются по систематическим смещениям границ их аномалий кажущегося сопротивления, которые связаны с пластовыми диопсидовыми породами. Наиболее мощный сбросо-сдвиг зафиксирован в восточной части района, где метаморфические и метасоматические породы смещены к северу на 500 *м* по плоскости, имеющей северо-западное, почти меридиональное направление.

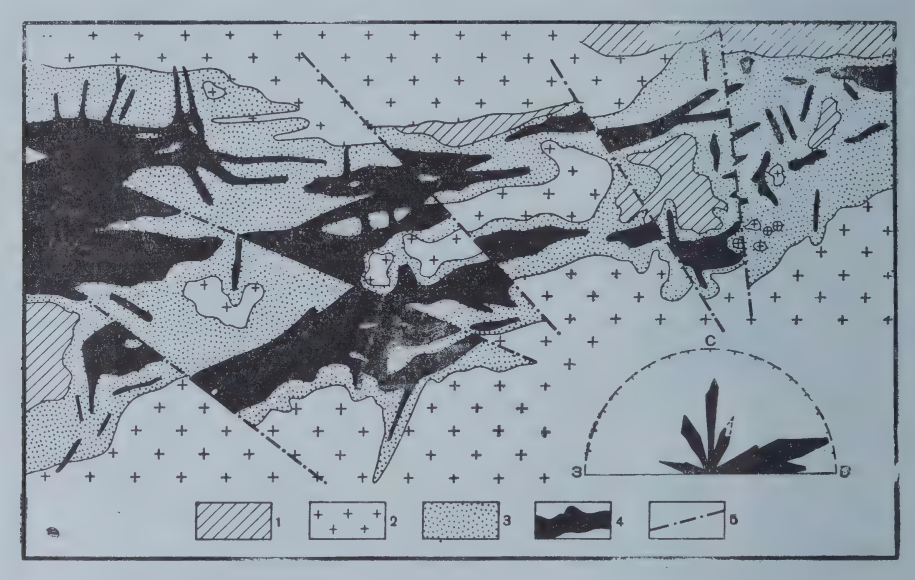
Нарушения, представленные максимумом, соответствующим азимуту падения 45° и углу 45°, выражены относительно небольшими зонами дробления и перетирания окружающих пород и залегают кулисообразно по отношению друг к другу. На площади месторождения они проявлены широко и по геофизическим данным отмечаются небольшими проводящими аномалиями кажущегося сопротивления, которые прослеживаются по двум-трем профилям и расположены кулисообразно. В ряде случаев с этими разрывами связаны небольшие до 10—20 *м* смещения пород.

Сравнивая между собой диаграммы *а* и *б* на фиг. 2, можно видеть, что каждому этапу возникновения дизъюнктивных нарушений отвечают вполне определенные породы, выполняющие их. Так, с линейной складчатостью связаны ассимиляционные послойные инъекции гранитов, метасоматические диопсидовые породы и флогопитовые тела; разрывы, возникающие при поперечной складчатости, выполняются пегматитами, интрузивными гранитами и жильным флогопитом. Более поздние нарушения представлены зонами милонитизации, скольжения, притирания и дробления.

Наряду с этим можно наблюдать, что разрывные нарушения одного направления выполняются различными по генетическому и возрастному положению образованиями.

Приведенные выше факты позволяют предположить, что формирование рудного поля происходило в несколько этапов и сопровождалось неоднократным обновлением ранее образованных трещин. Анализ имеющихся геологических материалов позволил выявить условия локализации промышленного флогопитового оруденения в пределах месторождения. Промышленные скопления флогопита приурочены к контактам пластовых диопсидовых или карбонатных пород с вторичными метасоматическими породами существенно пироксенового состава. Все точки оруденения месторождения располагаются в пределах таких «приконтактовых» участков. Форма зон ослюденения и их положение в разрезе в большин-

стве случаев хорошо увязываются с направлением тектонически ослабленных зон (дизъюнктивных нарушений, контактов пород и т. д.). В качестве примера приведем рудное тело месторождения Южного в районе карьера № 4, геологическое строение которого показано на фиг. 4. Месторождение располагается на крыле антиклинали, осложненном пологой поперечной складчатостью. Оси линейной и поперечной складок почти перпендикулярны друг другу. Поперечный изгиб пластов четко фиксируется изменением простирания сланцеватости гнейсов и сланцев и повторяется пластом диопсидовых пород. Метаморфические и магматические



Фиг. 5. План седьмого слоя шахты № 5 месторождения Южное и роза-диаграмма простираний флогопитоносных тел слоя

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; *2* — граниты; *3* — диопсидовые породы; *4* — флогопитоносные тела; *5* — тектонические нарушения

породы, принимающие участие в строении месторождения, пересекаются зоной метасоматических существенно пироксеновых пород. Простирание метасоматических пород северо-восточное и под острым углом к сланцеватости вмещающих пород. Мощность зоны метасоматических пород изменяется от 45 *м* на юго-западе до 5 *м* на северо-востоке месторождения.

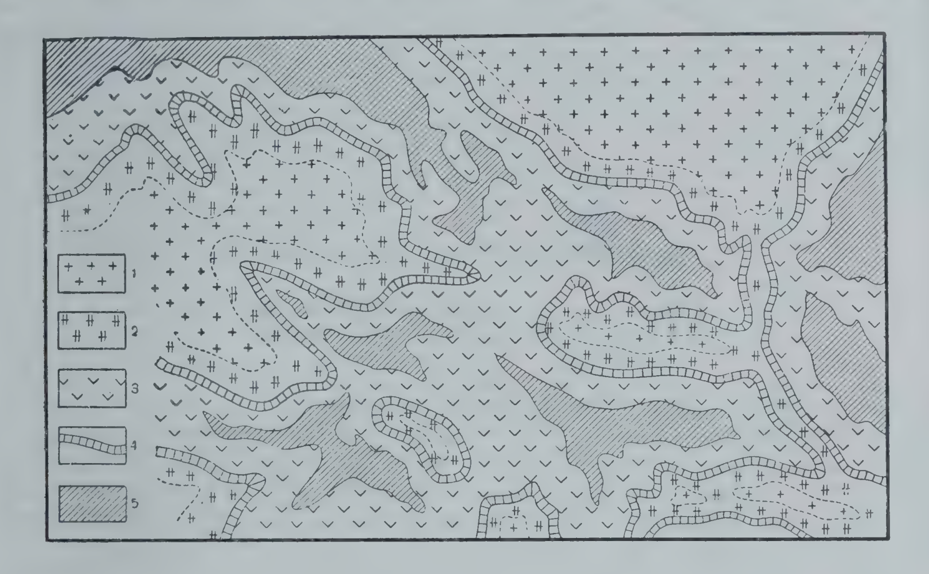
Из анализа геологических материалов можно видеть, что наибольшая концентрация флогопита отмечается вблизи пересечения пласта диопсидовых пород метасоматическими пироксеновыми породами.

Геологические разрезы, построенные для разных частей месторождения (см. фиг. 4), подтверждают этот вывод. Геологический разрез по линии I—I проходит в месте «затухания» метасоматической зоны; руда была встречена здесь в виде небольших по мощности скоплений, отработанных двумя уступами карьера № 4. Подземные выработки и скважины колонкового бурения, пройденные под эту зону, оруденения не вскрыли. Объясняется это, очевидно, тем, что на глубине метасоматические породы все дальше «уходят» от контакта с пластом диопсидовых пород.

Геологический разрез по линии II—II пересекает контакт между пластовыми и метасоматическими («вторичными») диопсидовыми породами. Максимальная концентрация руды отмечается в месте пересечения этих пород.

Геологическая карта месторождения Южного и разрезы к ней являются хорошей демонстрацией природы метасоматических «вторичных» зон как результата метасоматического «залечивания» ослабленных тектоникой участков. В целом такие зоны представляют собой своеобразную «брекчию» вмещающих пород, которая цементируется метасоматическим материалом.

В качестве примера, кроме геологических разрезов к плану карьера № 4 (фиг. 4), можно привести планы отработки слоев шахты № 5 месторождения Южного (фиг. 5) и зарисовку южной стенки уступа 1 карьера



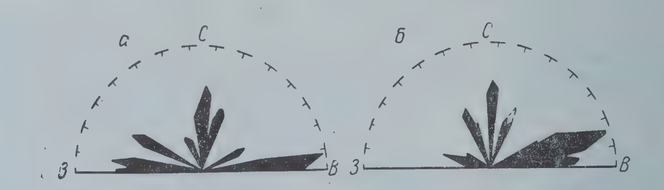
Фиг. 6. Зарисовка стенки карьера № 4 месторождения Южного

1 — гранит аляскитовый; *2* — бескварцевый гранит-пегматит; *3* — диопсидовая и амфиболово-иопсидовая порода; *4* — паргаситово-диопсидово-плагиоклазовая порода с эпидотом; *5* — флогопит

№ 4 (фиг. 6). Все эти материалы иллюстрируют метасоматическую природу рудоносных существенно пироксеновых пород. Вмещающие породы в таких зонах сохраняются в виде незамещенных реликтов, а в цементирующем материале отмечается характерная для метасоматических образований последовательность зон с различными парагенетическими ассоциациями минералов. Флогопит, как один из конечных продуктов метасоматических реакций, выполняет, как правило, центральные части зон. Крупные скопления такого флогопита имеют промышленное значение. Из всех известных в группе Тимптонских месторождений флогопитоносных зон наиболее крупные (Южное, Леглиерское, Промежуточное, расположенное между Южным и Озерным) связаны именно с таким метасоматическим «залечиванием» подготовленных (ослабленных) тектоникой участков.

Геолого-структурный анализ позволил также установить, что форма рудных тел и их положение внутри слюдоносных зон контролируются теми же разрывными нарушениями, которыми предопределяется размещение самих зон. Такая закономерность хорошо выявляется при сопоставлении розы-диаграммы простираний рудоносных зон (фиг. 7, *а*) с розой-диаграммой простираний флогопитовых тел в пределах этих зон (фиг. 7, *б*).

Для определения основных направлений в расположении рудных тел в метасоматических рудоносных зонах рассмотрим в качестве примера план отработки слоя 7 шахты № 5 месторождения Южного и розу-диаграмму, построенную на основании 120 замеров азимутов простираний рудных тел в этой шахте (см. фиг. 5). На плане видно, что наиболее крупные рудные тела имеют близкое к широтному простирание, чему на розе-диаграмме соответствует положение луча с координатами: северо-восток 70—80°. Рудные тела этого направления имеют линзообразную форму и почти нацело состоят из крупнопластинчатого флогопита. Средняя мощность их 4—5 *м* при длине в несколько десятков метров. Форма рудных тел обычно усложняется нарушениями, вдоль которых отмечается смещение пород с амплитудой до 10—15 *м*.



Фиг. 7. Роза-диаграмма простираний рудоносных зон (*а*) и флогопитовых тел в их пределах (*б*)

Кроме относительно мощных линзообразных тел, в пределах характеризуемой метасоматической зоны отмечаются небольшие по мощности жилы, состоящие из крупнопластинчатого флогопита. Положение рудных жил на розе-диаграмме (см. фиг. 5) отмечается лучами с азимутами простирания: северо-запад — 340°, северо-восток — 15—20° и лучом, имеющим меридиональное простирание.

Четкая приуроченность рудных тел к определенным направлениям дает основания предположить, что размещение их, так же как и размещение рудоносных метасоматических зон, контролируется дизъюнктивной тектоникой.

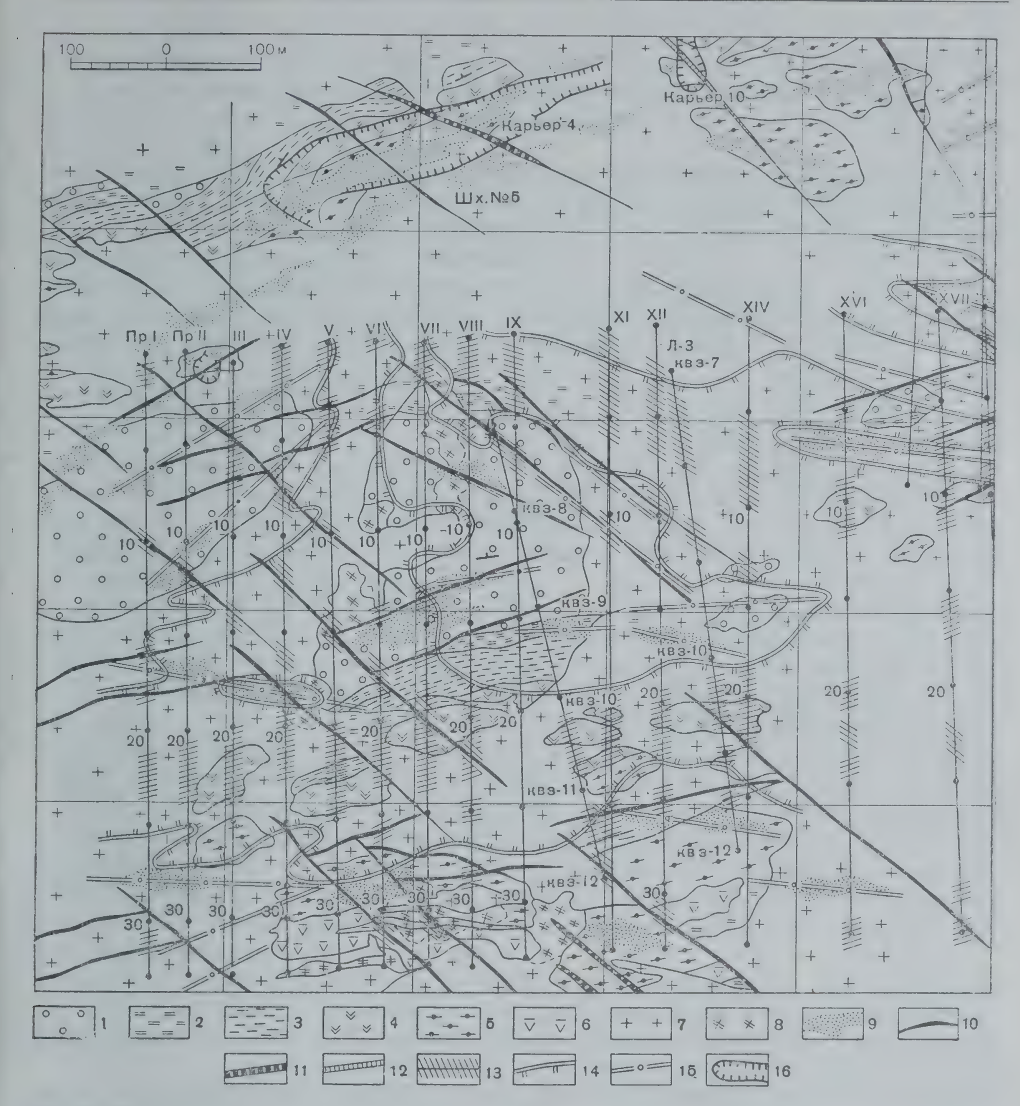
Выявленные закономерности в размещении эксплуатируемых слюдяных месторождений позволили не только оценить их перспективность, но и подойти к решению вопроса поисков и оценки слепых рудных узлов, не выходящих непосредственно на поверхность.

На геологической карте месторождения Южное, совмещенной с планом геофизических аномалий (фиг. 8), можно видеть, что к югу от карьера № 4 располагается большое поле гранитов.

По данным электропрофилирования в гранитах в субширотном направлении прослеживается мощная зона низких кажущихся сопротивлений, которая соединяет пластовые диопсидовые породы, выходящие в западной и восточной частях планшета. Характерно, что электроразведочные аномалии над гранитами претерпевают смещения, равные по амплитуде и направлению смещениям аномалий над другим диопсидовым пластом, выходящим на поверхность южнее.

Кроме электроразведочных аномалий, над этими гранитами наблюдается обширная отрицательная аномалия ΔZa, которая совпадает с электроразведочной, и имеет то же простирание. Отрицательное поле ΔZa осложнено серией локальных положительных аномалий, которые пересекают его в северо-восточном направлении.

Совокупность электрических и магнитных аномалий дала возможность предположить существование под гранитами слепого пласта диопсидовых пород, пересеченного метасоматической зоной. С учетом общих



Фиг. 8. Геологическая карта месторождения Южное, совмещенная с планом электрических и магнитных аномалий

1 — амфиболовые и пироксеново-амфиболовые сланцы; *2* — биотитовые грубочешуйчатые гнейсы *3* — биотитово-амфиболовые сланцы; *4* — амфиболово-диопсидовые породы; *5* — амфиболовые сланцы; *6* — диопсидовые породы; *7* — граниты; *8* — гранодиориты; *9* — метасоматические существенно пироксеновые породы; *10* — разрывные нарушения; *11* — гранит-пегматиты; *12* — диабазы; *13* — зоны низких значений кажущегося сопротивления; *14* — границы отрицательных значений ΔZa; *15* — оси положительных аномалий ΔZa; *16* — контуры карьеров

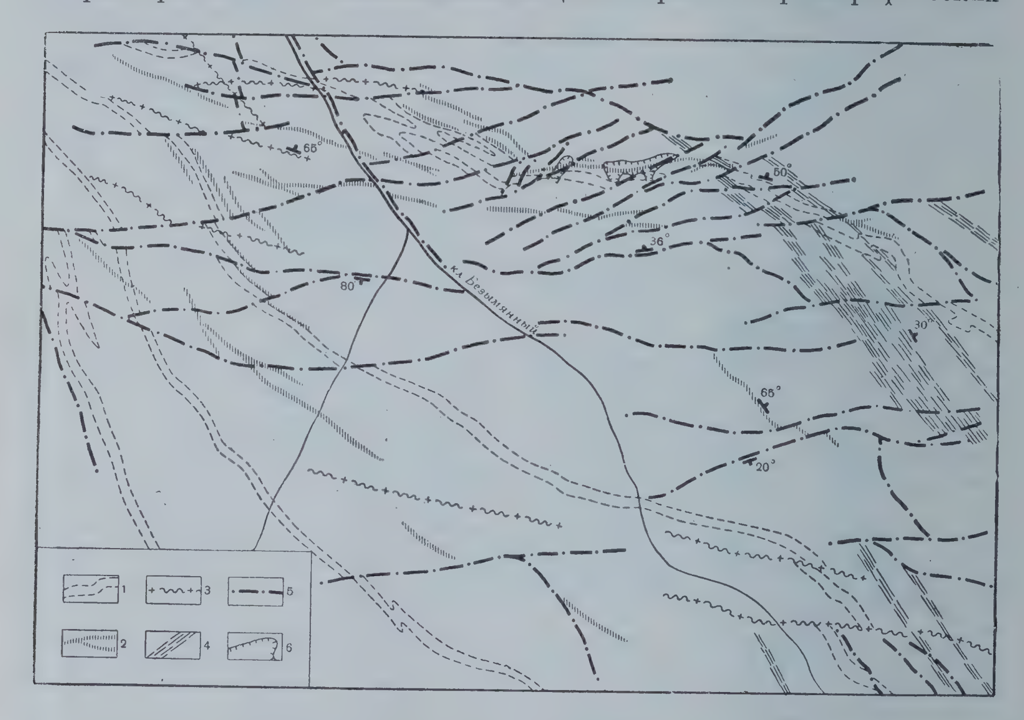
закономерностей локализации ослюденения в районе месторождения было сделано заключение о наличии слепого рудного тела вблизи пересечения отрицательных и положительных магнитных аномалий.

Выходы пласта диопсидовых пород (примерно вдоль пикетов 20), подтвержденные наличием поля низких значений кажущихся сопротивлений, совпадающих с зоной отрицательных магнитных аномалий, и пересечение этих зон группой положительных аномалий ΔZa северо-западного направления дает основание предположить на этом участке в интервале между профилями III—XII наличие крупного рудного тела северо-западного простирания, не имеющего выхода на дневную поверхность.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕЗЫМЯННОГО И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДОНОСНЫХ ЗОН В ЕГО ПРЕДЕЛАХ

Месторождение «Безымянное» входит в Эльконскую группу месторождений флогопита и располагается на левобережье ключа Безымянного и в южной части водораздела Безымянный-Джилинда.

В результате проведенных исследований составлена крупномасштабная геолого-структурная карта и детальные карты рудных узлов. Комплекс метаморфических пород архея данного района разделен нами на три горизонта. Сопоставление имеющихся в районе стратиграфических



Фиг. 9. Структурная схема района ключа Безымянного

1 — контуры маркирующих пластов; *2* — нарушения, по которым шло развитие метасоматических диопсидовых пород; *3* — зоны тектонитов; *4* — зоны интенсивного катаклаза, милониты; *5* — разрывные нарушения, образовавшиеся после рудоотложения; *6* — контуры карьеров

схем, с нашей точки зрения, дает основания полагать, что выделенные нами верхний, нижний и средний горизонты соответствуют тимптонскому, ыллымахскому и эмельджакскому горизонтам. В составе этих горизонтов отмечаются 18 пачек и пластов пород, которые различаются по составу, структуре и положению в разрезе. Так же как и для Тимптонской группы месторождений, маркирующее значение при картировании имеют сланцы и гнейсы, значительно обогащенные биотитом. Складчатая структура района представляется довольно простой: участок располагается на северо-восточном крыле антиклинали, ось которой простирается в юго-восточном направлении. В ряде участков крыло основной антиклинали осложнено тесно сжатыми изоклинальными складками более высоких порядков. На комплекс линейных структур наложена пологая поперечная складчатость.

Относительно простая складчатая структура района осложнена системой разновозрастных нарушений, которые в порядке их образования делятся на ряд групп (фиг. 9).

I. Зоны тектонитов, являющиеся результатом интенсивного одностороннего сдавливания пород гнейсово-сланцевой толщи и магматических образований. Простирание таких зон в основном северо-восточное, падение крутое, до 66—76°.

II. Разломы северо-восточного и северо-западного простираний, фиксируемые гранитами-пегматитами и метасоматическими существенно диопсидовыми породами. Падение зон разломов крутое.

III. Зоны милонитизации и катаклаза, сопровождаемые дайками диабазов и диабаз-порфиров. Нарушения этой группы образуются очевидно после консолидации толщи пород, слагающих район, так как в различных участках имеют одинаковое падение и простирание.

IV. Последняя, по возрасту наиболее молодая группа нарушений представлена сбросами и сбросо-сдвигами северо-восточного и северо-западного простирания, пересекающими все участвующие в строении месторождения породы.

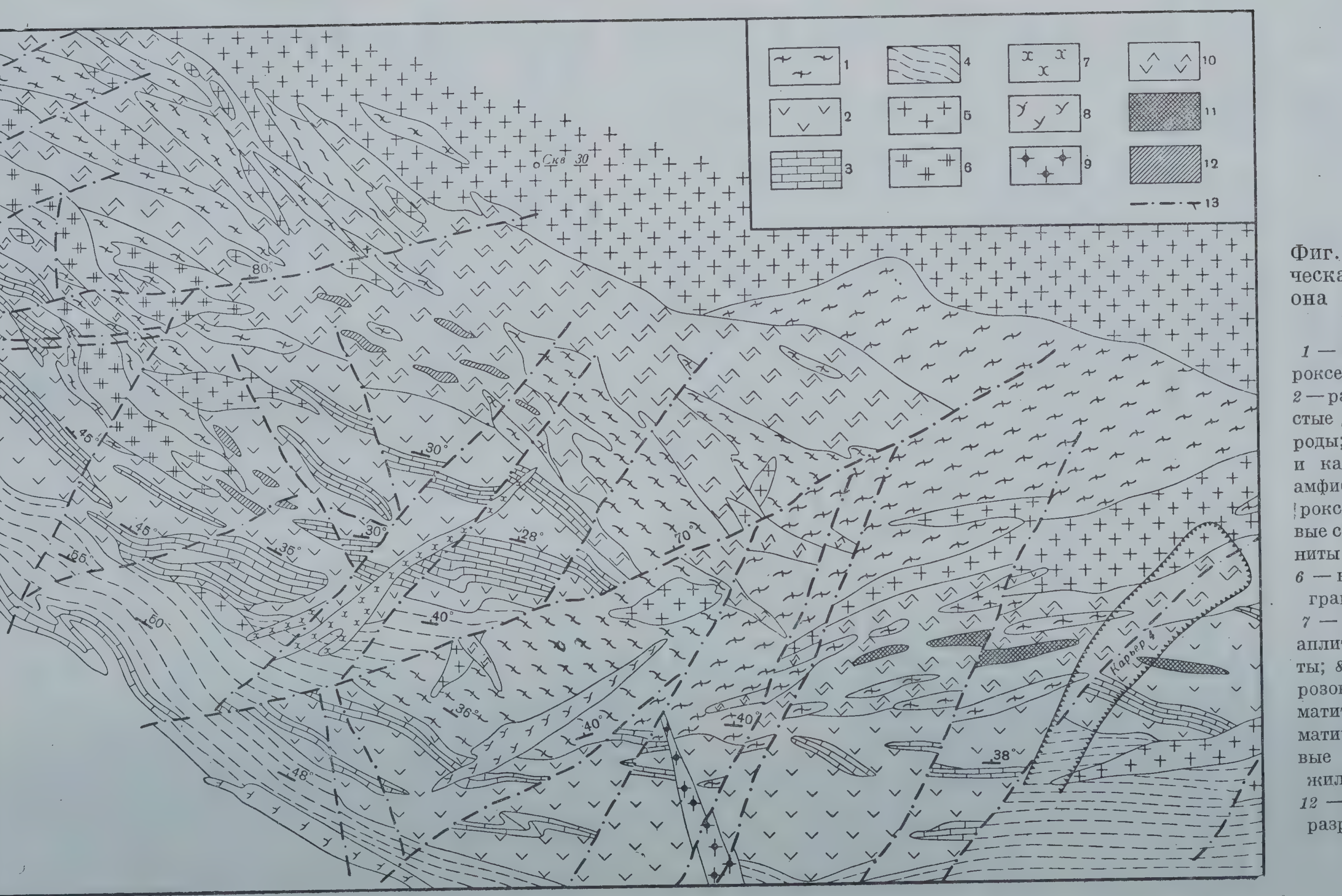
Аналогия трещиноватости и систем молодых нарушений архейских и кембрийских пород (встреченных здесь же в районе) дает основание предположить, что значительная часть их имеет кембрийский или послекембрийский возраст. Вдоль этой системы нарушений отмечаются смещения пород с амплитудой до 100—120 *м*. Широким развитием в пределах месторождения пользуются магматические образования, представленные в основном гранитами и их производными; гранит-пегматитами, гранитогнейсами, мигматитами и т. д. Граниты представлены телами различной величины и формы, имеющими, как правило, согласные со сланцеватостью вмещающих пород, контакты. Наряду с «чистыми» аляскитовыми гранитами, отмечаются граниты, обогащенные различными темноцветными минералами. Такое «загрязнение» гранитов происходит за счет ассимиляции ими вмещающих пород.

Среди магматических образований особого внимания заслуживают своеобразные крупнозернистые породы пегматоидной структуры, состоящие из полевых шпатов, моноклинного пироксена, сфена, сульфидов. Кварц в их составе присутствует в очень небольших количествах. С такими гранитами-пегматитами нередко пространственно связаны слюдоносные тела, поэтому изучение этих гранитов имеет очень большое значение.

Геологопоисковые и разведочные работы в районе месторождения Безымянного показали, что промышленные концентрации слюды — флогопита во всех случаях связаны с выходами метасоматических пород существенно пироксенового состава. Места концентрации таких пород определяются дорудными разломами, представленными в районе серией сопряженных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания. Такие разломы наряду с участками интенсивной трещиноватости и контактами различных пород являются наиболее удобными местами для проникновения по ним постмагматических растворов, вызывающих метасоматические реакции.

В пределах изученной нами площади такие метасоматические образования располагаются в западной и юго-западной частях участка. Мощность метасоматических зон здесь достигает 100—150 *м*, при протяженности 500—600 *м*. Наибольшая концентрация слюды отмечается в местах, близко расположенных к пересечению пластов карбонатных или диопсидовых пород, метасоматическими существенно пироксеновыми породами.

В качестве примера рассмотрим один из вновь открытых слюдоносных участков, расположенных несколько западнее карьеров месторождения



Фиг. 10. Геологическая карта района ключа Безымянного

1 — амфиболово-пироксеновые сланцы; *2* — равномернозернистые диопсидовые породы; *3* — мраморы и кальцифиры; *4* — амфиболовые и пироксеново-амфиболовые сланцы; *5* — граниты микроклиновые; *6* — крупнозернистые гранит-пегматиты; *7* — мелкозернистые аплитовидные граниты; *8* — диориты; *9* — розовые гранит-пегматиты; *10* — метасоматические диопсидовые породы; *11* — жильный кальцит; *12* — флогопит; *13* — разрывные нарушения

Безымянного (фиг. 10). Участок располагается на северо-восточном крыле Эльконской антиклинали, в месте осложнения ее линейной и пологой поперечной складчатостью более высоких порядков. Среди довольно однообразных по составу гнейсов и сланцев, слагающих участок, четко выделяется пласт диопсидовых пород с двумя пропластками кальцифиров. В северной части площади мелкими горными выработками были вскрыты диопсидовые породы метасоматического происхождения, не содержащие с поверхности промышленного оруденения. Анализ имеющихся геологических материалов позволил предположить наличие ослюденения на глубине. Проведенные в дальнейшем разведочные работы подтвердили сделанное предположение: зона ослюденения располагается в метасоматических диопсидовых породах вблизи пересечения ими пласта первично-карбонатных пород. Промышленные концентрации флогопита приурочены к участкам метасоматических пород, образовавшихся за счет алюмосиликатных; породы, возникшие при метасоматозе пластов карбонатных или диопсидовых пород, промышленного ослюденения, как правило, не содержат. Поэтому ослюденение данной зоны располагается в северной ее части; южная часть с этой точки зрения интереса не представляет. Характерным для района месторождения Безымянного является наличие в метасоматических диопсидовых породах магнетита, что значительно облегчает проведение геофизических исследований, в частности, магнитометрии. Интерпретация данных магнитной съемки показала, что метасоматические диопсидовые породы фиксируются зонами положительных магнитных аномалий, которые, как правило, имеют северо-западное и северо-восточное простирания. Над пластами карбонатных и диопсидовых пород располагаются отрицательные аномалии (ΔZa). Анализ геофизических материалов и сопоставление их с геологическими данными позволил наметить в районе месторождения несколько зон возможного оруденения. Последующей разведкой геофизические данные были подтверждены.

ВЫВОДЫ

Рассмотренные выше материалы геолого-геофизических работ позволяют сделать следующие выводы.

1. Большую роль в формировании месторождений флогопита, помимо стратиграфического контроля, играла дизъюнктивная и пликативная тектоника. Образование метасоматических рудных зон контролируется нарушениями определенного возрастного и генетического типов.

2. Все точки промышленного ослюденения располагаются вблизи контактов пластовых диопсидовых и карбонатных пород с вторичными метасоматическими зонами. Размещение отдельных флогопитовых тел в пределах одной рудной зоны определяется часто дизъюнктивной тектоникой.

3. Выявленные закономерности распределения облегчают и дают основания для более точной оценки перспективности месторождений, а также позволяют перейти к решению вопроса поисков слепых рудных узлов.

4. Достоверно обнаруживать слепые флогопитовые тела можно только на базе анализа всех имеющихся данных об особенностях строения изучаемого месторождения, которые могут быть получены в результате детального геолого-структурного изучения объектов с привлечением геофизических методов и проверочного бурения. Удельный вес каждого из методов в комплексе зависит от целого ряда причин и в первую очередь от степени геологической и геофизической изученности района и его обнаженности.

Якутское геологическое управление

Н. Т. Чулков, В. Н. Янчуковский

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ВОПРОСЫ ПРОГНОЗА ФЛОГОПИТОНОСНОСТИ В СЛЮДЯНСКОМ РАЙОНЕ

ВВЕДЕНИЕ

В течение почти двухсотлетнего периода, прошедшего со времени первого описания черной слюды Слюдянского месторождения, накопилось много опубликованных и рукописных материалов, особенно за последние 30 лет, когда развернулась интенсивная добыча флогопита, имеющего огромное промышленное значение. Внимание многочисленных исследователей к Слюдянке было обусловлено также специфическими парагенезисами многочисленных минералов и своеобразием метаморфических горных пород, с которыми ассоциируют интересные месторождения флогопита, лазурита, апатита, графита и других полезных ископаемых. Район изучался крупнейшими советскими учеными — В. И. Вернадским (радиоактивные минералы), А. Е. Ферсманом (пегматиты), С. С. Смирновым (состав и геологическая структура), Д. С. Коржинским (метаморфизм, генезис лазурита и флогопита). В двадцатых и тридцатых годах большим коллективом геологов — А. И. Сулоевым, П. В. Калининым, П. Н. Марковым, В. И. Лучицким, П. П. Пилипенко, Т. З. Коленко и другими — были проведены обширные всесторонние исследования месторождений флогопита. Период 1937—1942 гг. ознаменовался новым этапом широких геологопоисковых (П. Н. Марков, Н. Т. Чулков, В. Ф. Донцов и др.) и региональных исследований (Г. Г. Родионов и Н. Ф. Клековкин). Наиболее важными этапами исследований последнего периода были геологическое картирование Слюдянского района (Чуйкина, Кузнецова, 1949 г.) и детальное структурное картирование зоны главных рудников (Коржинская, 1958; Роненсон, $1957_{1,2}$).

Несмотря на большой размах и в ряде случаев детальность геологических исследований перспективы прироста запасов промышленного флогопита до сих пор ограничиваются практически глубокими частями небольшой площади зоны главных рудников. Вместе с тем на обширной территории распространения слюдянской свиты в соответствии с любой из выдвинутых генетических гипотез флогопитоносности имеется много других участков, петрохимический и геоструктурный характер которых отвечает большинству или всем предполагаемым геологическим условиям локализации промышленной минерализации. В связи с этим отрицательный результат поисков кажется неожиданным и наводит на мысль либо о несовершенстве геологопоисковой методики, либо о недостаточной разработанности теории генезиса флогопита и в первую очередь концентраций промышленного крупнокристаллического флогопита.

Мелкочешуйчатый флогопит в составе кристаллических сланцев слюдянской свиты пользуется региональным развитием. Промышленный крупноразмерный флогопит локализуется, очевидно, лишь в условиях большой свободы роста кристаллов при достаточно обильном притоке вещества к центрам кристаллизации. Эти условия обычно связывались в генетических схемах с силикатными кристаллосланцами основного состава (пироксеновыми амфиболитами, парапироксенитами) или с лейкократовыми биотитовыми гнейсами, благоприятными либо в отношении химизма процесса флогопитообразования, либо в отношении механических свойств, обеспечивающих формирование вместилищ, либо в отношении и того и другого. В разное время придавалось различное значение тем или иным свойствам и составу вмещающих пород. Все другие их свойства при этом считались второстепенными. В связи с этим в истории геологических исследований слюдянских месторождений легко обнаруживаются периоды увлечения разными поисковыми признаками.

Так, например, карта Е. П. Чуйкиной и Ф. В. Кузнецовой была данью стратиграфическим увлечениям. Опыт такого картирования был заимствован из Алданской флогопитоносной провинции, где картировались в более мелком масштабе неизмеримо бóльшие территории в условиях плохой обнаженности. Стремление сохранить постоянство и выдержанность стратиграфических горизонтов обусловили выделение непомерного количества пликативных и дизъюнктивных нарушений, не существующих в природе. Так называемые продуктивные горизонты, проведенные через рудники и известные мелкие флогопитопроявления, по составу и строению не отличающиеся от других горизонтов, не оправдали себя при детальных поисках в их пределах, проведенных в конце 40-х и начале 50-х годов (В. Н. Янчуковский, Д. Ф. Кочмарев, А. В. Бутенко и др.).

Эти неудачи, естественно, вызвали расширение геолого-структурных исследований. В связи с типичными жильными формами слюдянских месторождений это направление занимало большой удельный вес и в исследованиях 30-х годов, когда Л. И. Шиманский указал на положительную роль поперечной складчатости в локализации флогопита в глубоких горизонтах первой полосы пироксеново-амфиболовых гнейсов (от 7—3 до 2 рудника). По нашему мнению, при составлении близких по своему общему характеру детальных геолого-структурных карт зоны рудников К. Н. Коржинской и Б. М. Роненсоном были допущены ошибки в толковании состава и содержания слюдянской свиты и в вопросах выделения складчатых и разрывных нарушений. Искусственно проведено расчленение слюдянской свиты на две подсвиты как в схеме К. Н. Коржинской, так и на три подсвиты в схеме Б. М. Роненсона. В отношении последней схемы, согласно которой слюдянская свита состоит из средней гнейсовой и двух (нижней и верхней) карбонатных подсвит, следует заметить, что верхней карбонатной свиты не существует, а имеется перемежаемость гнейсов разного состава с подчиненными прослоями мраморов. Произвольным выглядит также объединение пластов разного состава в горизонты, выделяемые Б. М. Роненсоном под геологическими шифрами и долженствующие подтвердить его представления о ритмическом строении слюдянской толщи. Представления Б. М. Роненсона о благоприятной для локализации флогопита повышенной дисгармоничной плойчатости в зоне главных рудников, возникшей в связи с проскальзыванием карбонатных подсвит по контакту с компетентной гнейсовой подсвитой, в равной мере могут быть отнесены к большей части разреза свиты, характеризующейся перемежаемостью карбонатных пород и гнейсов в переменных соотношениях. Практические рекомендации Б. М. Роненсона, сделанные в результате этих исследований, ограничиваются указанием на необходимость

разведки глубинной зоны рудников, причем методика осложняется предварительным составлением структурных карт, выделение дисгармоничных складок на которых требует создания сети подземных выработок такой же густоты, какая нужна для подготовки запасов высоких категорий.

Таким образом, не останавливаясь на детальном рассмотрении предыдущих исследований, можно отметить, что применявшиеся при картировании литолого-структурные и стратиграфические методы с выделением продуктивных горизонтов, а также и геолого-структурный метод (примененный, правда, лишь для зоны рудников) не дали по существу никаких практических результатов. Эти неудачи, видимо, нельзя объяснять несовершенством применявшихся методик. Следует лишь отметить, что чрезмерное увлечение каким-либо одним подходом к делу поисков флогопита на Слюдянке неизбежно вызывало искаженные представления о геологических структурах.

При намечающемся детальном крупномасштабном структурном картировании всей площади развития слюдянской толщи необходимо избежать подобных односторонних увлечений. В настоящей статье авторы рассматривают имеющиеся структурно-геологические и петрографические предпосылки, частично ранее упускавшиеся, для прогноза флогопитоносности в Слюдянском районе.

К ПЕТРОГРАФИИ СЛЮДЯНСКОЙ ТОЛЩИ

Площадь распространения кристаллосланцев слюдянской свиты в Южном Прибайкалье составляет около 450 *км*² и ограничивается на западе р. Большая Быстрая, на севере — Тункинской долиной и оз. Байкал, на юге — горными высотами Становика, сложенными мощной толщей биотитовых гнейсов безымянской свиты. Эта территория расчленена долинами рек, направление которых часто следует элементам дизъюнктивной неотектоники или древней складчатой структуры. На водоразделах сохранилась поверхность древнечетвертичного доледникового рельефа, приподнятого над уровнем Байкала на высоту от 1100 до 1400 *м* с уцелевшими корнями древнего карста, ясными признаками озерного ландшафта и различных размеров площадями распространения покровов базальтов (особенно в Камаринском водоразделе, Становике, в истоках Улунтуя и Слюдянки), а также туфовых отложений (бассейн р. Быстрая).

В остальном эта территория сложена слюдянской свитой, литологическую основу которой представляют древние гнейсы и доломитовые мраморы, инъецированные щелочными гранитами и пегматитами. Соотношение карбонатных пород и гнейсов в слюдянской свите близко к единице. По простиранию это соотношение очень сильно меняется в ту или иную сторону, что делает необоснованными схемы расчленения свиты на существенно карбонатные и гнейсовые подсвиты. В качестве самостоятельного петрографического комплекса выделяются кварцево-диопсидовые породы, более или менее тесно связанные с карбонатными горизонтами. Состав гнейсов изменчив, более выдержаны по простиранию карбонатные и кварцево-диопсидовые породы, которые могут служить маркирующими горизонтами при геоструктурном картировании.

Гнейсы

По составу слюдянские гнейсы издавна подразделяются на группы биотитовых и пироксеново-амфиболовых гнейсов, часто связанных постепенными переходами. В составе этих групп выделяется довольно много разновидностей, благодаря викарирующему значению ряда алюмосиликатов.

Биотитовые гнейсы подразделяются на разновидности в соответствии с присутствием в них граната, графита и силлиманита; переходные к пироксеново-амфиболовым гнейсам разности содержат также кордиерит и гиперстен. Наиболее распространены среди биотитовых гнейсов кислые ортоклазово-плагиоклазовые породы с обильным содержанием кварца. При крупномасштабном картировании выделяется специальная разновидность лейкократовых аплитовидных гнейсов, крайне бедных темноцветными компонентами кварцево-плагиоклазовых пород типа лептитов. Довольно редкие гнейсы с кордиеритом и гиперстеном обычно встречаются на контакте с основными кристаллосланцами. Содержание альмандина, часто образующего крупные порфиробласты, в гранатовых гнейсах достигает иногда 50%. В интенсивно деформированных и инъецированных пегматитом графитовых гнейсах местами возникают промышленные сегрегации чешуйчатого графита. В подобных же условиях за счет метасоматоза по биотиту и гранату развивается в гнейсах силлиманит. Повышенное количество ортоклаза обычно наблюдается в участках мигматизации. Постериорные превращения в гнейсах выражаются обычно в замещении гиперстена амфиболом и биотитом и биотитизации граната. Гнейсы имеют более или менее выраженную кристаллизационную сланцеватость, связанную с обильными выделениями ориентированных чешуек биотита, а иногда графита. Послойное обогащение кварцево-полевошпатовым материалом, создающее впечатление тонкополосчатой мигматизации, видимо, в значительной мере обусловлено метаморфической дифференциацией.

Пироксеново-амфиболовые гнейсы также представлены значительным количеством петрографических разновидностей. Ведущими минералами в них являются андезин (от кислого до основного), моноклинный пироксен, обыкновенная роговая обманка, викарирующие минералы представлены гиперстеном, кордиеритом, биотитом (и флогопитом), скаполитом, эпидотом, гранатом, кальцитом; кварц представлен единичными зернами. В главной своей массе это пироксеновые амфиболиты и амфиболовые пироксениты, близкие к эпидиоритам. По своему химизму они сближаются с очень основными породами типа габбро. В среднем содержание кремнекислоты в них в 1,5 раза меньше, чем в биотитовых гнейсах, а оснований в 3,5 раза больше при почти одинаковом содержании глинозема и вдвое меньшем содержании щелочей. Разновидности этих гнейсов, богатые кальцитом, связывают их постепенными переходами с диопсидовыми кальцифирами. Обогащение биотитом и кварцем обусловливает переходы от этих гнейсов к группе биотитовых гнейсов. В количественном отношении переходные разновидности редко приобретают самостоятельное значение, за исключением разновидностей амфиболитов с гиперстеном и биотитом. При выделении гнейсовых горизонтов границы между ними приходится проводить с точностью в пределах нескольких метров.

Слоистая текстура хорошо выражена почти во всех разновидностях пироксеново-амфиболовых гнейсов, благодаря сегрегации цветных компонентов по тонким линзовидным прослойкам. На некоторых участках крутопадающих слоев пироксеново-амфиболовых гнейсов довольно отчетливо выступает будинажное разлинзование с образованием какиритовой брекчии грубо-мелкоблочной текстуры, сцементированной темнозеленой зернистой массой диопсида и роговой обманки, образующихся здесь, по-видимому, в связи с избирательной перекристаллизацией. Такие текстуры в этих гнейсах обычны для зон мигматизации, в частности, для зон флогопитовых месторождений.

По структурным особенностям и минеральным ассоциациям весь комплекс гнейсов относится к амфиболитовой и гранулитовой метаморфиче-

ским фациям. Несколько полиметаморфический их характер, связанный с поздним магматизмом, обнаруживается преимущественно в зонах мигматизации и повторного рассланцевания и выражается в ретроградных изменениях и неравновесности некоторых минеральных фаз.

Первичный материал гнейсов, по мнению большинства исследователей, представляет осадочные накопления неглубокого моря. Однако акмолитовый характер некоторых тел пироксеново-амфиболовых гнейсов и реликты офитовой структуры позволяют полагать иногда присутствие дометаморфических основных магматических пород. Аналогичным образом биотитово-гиперстеновые гнейсы частично могут быь метаморфизованными чернокитовыми гранитами.

Карбонатные породы

Карбонатные горизонты сложены преимущественно доломитовыми мраморами с сильно меняющейся степенью доломитизации в пределах одного и того же пласта. В связи с этим несомненно ошибочно выделение крупных горизонтов первичных кальцитовых мраморов, которые, вероятно, могут быть выявлены лишь в виде редких маломощных прослоев при специальных детальных исследованиях. Известные линзовидные скопления грубо- и гигантозернистых кальцитовых мраморов, встречающиеся почти во всех горизонтах карбонатных пород слюдянской свиты, при микроскопических исследованиях обнаруживают четкие структурные признаки возникновения за счет метаморфической дифференциации и выщелачивания магния. Особенно широко проявился этот процесс благодаря специфической геологической структуре на месторождении «Перевал», которое было даже открыто при использовании концепции метаморфической дифференциации. Наряду с вторичными гигантозернистыми кальцитовыми мраморами при детальных исследованиях, видимо, можно будет выявить и вторичные карбонатные породы с особенно высоким содержанием доломита, возникшие как полярные продукты метаморфической дифференциации.

С другой стороны, в ряде существенно кальцитовых пород (кальцифиров) магний присутствует в том же количестве, как и в доломитовых мраморах, но связан в магнезиальных силикатах, содержание которых обычно возрастает в приконтактовых с гнейсами частях доломитовых мраморов или в маломощных их прослоях, заключенных в гнейсах. В мраморах присутствуют примеси диопсида, флогопита, форстерита, тремолита, графита, шпинели, кварца. Разновидности кальцифиров выделяются по характеру силикатных примесей. Наибольшим развитием пользуются диопсидовые и диопсидово-флогопитовые кальцифиры.

Кварцево-диопсидовые породы

В кварцево-диопсидовых породах, помимо двух главных минералов, встречающихся в переменных соотношениях, присутствуют также карбонаты, тремолит, флогопит, апатит. По характеру диопсида выделяются собственно кварцево-диопсидовые породы с белым безжелезистым диопсидом, часто образующие выдержанные стратифицированные горизонты в карбонатных толщах, и зеленые диопсидовые породы, содержащие несколько более железистый байкалит и возникшие в результате реакционного метасоматоза на контакте доломитовых мраморов с пегматитами или гнейсами.

В кварцево-диопсидовых породах часто с резко различной зернистостью в пределах отдельных полос неравномерно и иногда в значительных

количествах присутствует апатит. Концентрации апатита приурочены к отдельным прослойкам и линзам. Высокое общее его содержание связано с зонами интенсивных деформаций, участками интенсивной трещиноватости, брекчирования, будинажа. Иногда он также обогащает экзоконтактные зоны щелочных пегматитов, секущих кварцево-диопсидовые породы. Имеющиеся признаки метасоматического залегания апатита все-таки не позволяют отказаться от седиментогенного механизма накопления первичного фосфатного вещества и свидетельствуют, скорее, о местном его перераспределении при метаморфизме.

Метасоматические зеленые диопсидовые породы иногда бывают почти мономинеральными, но часто в них присутствует скаполит, флогопит, кальцит, иногда паргасит. Эта разновидность диопсидовых пород развивается в зонах ослюденения и тесно связана с процессом флогопитообразования.

Изверженные породы

Помимо проблематичных дометаморфических основных и чернокитовых изверженных пород, слюдянская толща в бассейнах рек Похабихи, Быстрой, Бурутуя и на востоке района интрудирована небольшими телами аляскитов, с которыми в западной части района ассоциируют кварцевые сиениты. Распределение этих интрузий, явно внедрившихся после метаморфизма, так как они содержат слабо измененные ксенолиты гнейсов, подчиняется складчатости, часто они заполняют разрывы в перегибах и крыльях складок.

Граниты сопровождаются переменной мощности жильными инъекциями аплитов, ортотектитов и пегматитов, заполняющих пластовые и секущие трещины и иногда образующих причудливые агматиты. На контактах пластов гнейсов почти всегда имеются межпластовые тела аплит-пегматитов, в связи с чем представляется, что складчатая структура всей толщи скреплена сложным каркасом из тонких пластин этих пород. По данным многочисленных исследователей, в том числе П. В. Калинина (1958) и одного из авторов (Чулков, 1957 г.), сложный состав метаморфической толщи оказал сильное влияние на дифференциацию состава пегматитов, помимо нормальных пегматитов чистой линии здесь выделяется целый ряд контаминированных (по схеме А. Е. Ферсмана) разностей. Кроме гранитов и аплит-пегматитов, в составе метаморфической толщи выделяются небольшие жильные тела щелочных габброидов, обычно объединяемых под названием монцонитов. К этой же группе относят диабазы, лампрофиры и пироксениты. Все эти тела формировались до пегматитов и секутся ими. В некоторых случаях установлено, что тела монцонитов в своих линзовидных окончаниях переходят в сланцеватые амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Характер этого перехода не совсем ясен. Однако в связи с более древним возрастом монцонитов по сравнению с пегматитами можно предполагать, что гнейсы частично образовались за счет монцонитов. Относительно крупные тела монцонитов иногда в форме сложных жил и пластово-секущих залежей располагаются в участках со сложной складчатой структурой, в том числе во всех таких структурах, несущих ослюденение. Подобная ассоциация послужила А. И. Сулоеву (1939) основанием для предположений о генетической связи флогопитовых месторождений с монцонитами, которые по схеме этого автора возникали при контаминации гранитной магмы и кристаллизовались синхронно с гранит-пегматитами. Несмотря на ошибочность последних его представлений, авторам представляется справедливым утверждение о косвенной генетической связи флогопита и монцонитов.

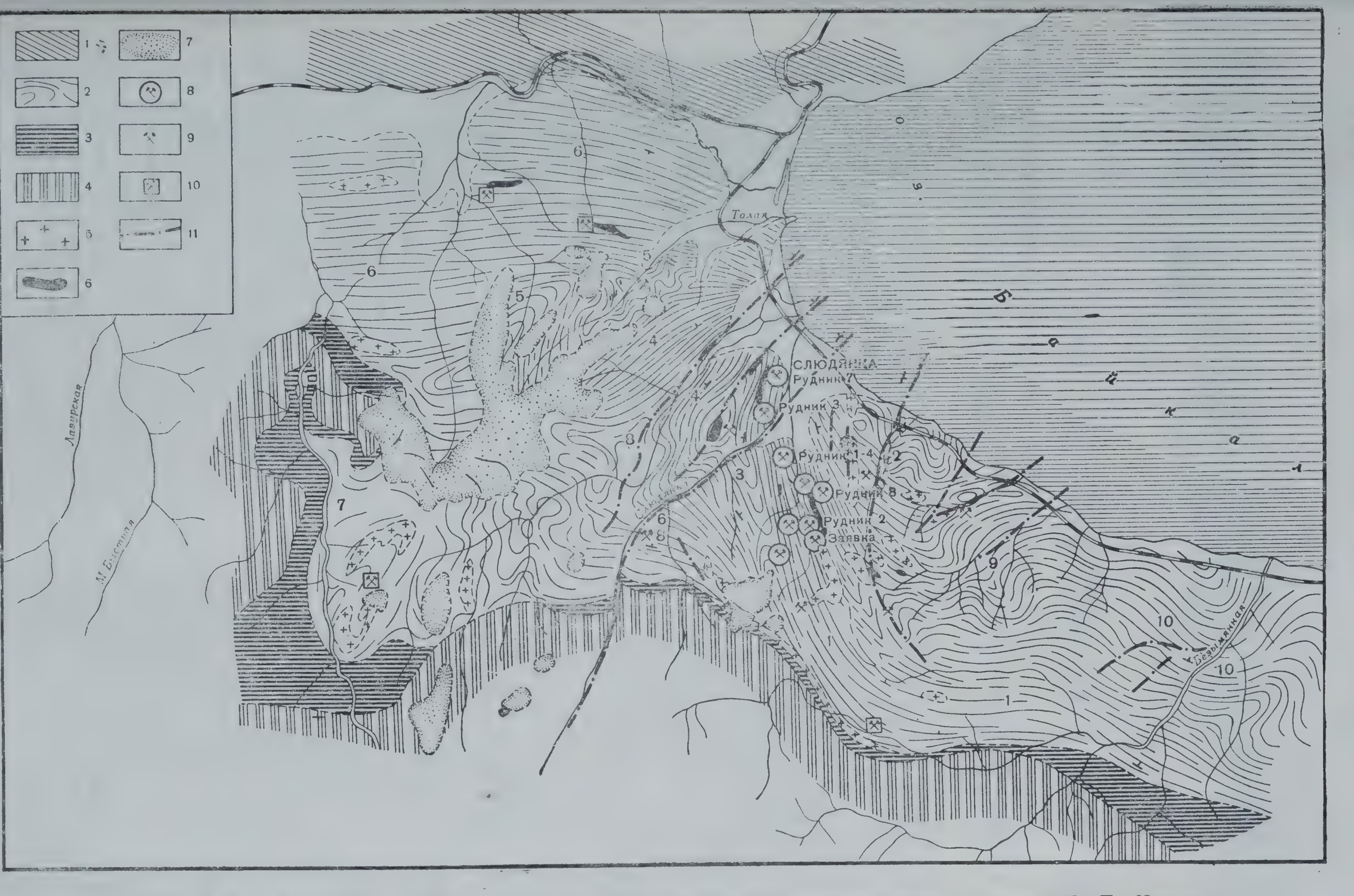
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ СЛЮДЯНСКОЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ

Общие сведения о геологическом строении Слюдянского района

После того как А. К. Мейстер в 1914 г. отметил два направления складчатости в Слюдянском районе — северо-западное (саянское) и северо-восточное (байкальское), к вопросам геологического устройства этого района возвращался ряд исследователей. С. С. Смирнов (1928), приняв за маркирующий горизонт полосу кварцево-диопсидовых пород, протянувшуюся с резким изгибом от Сухого ручья к р. Быстрая, выделил круто поставленную, погружающуюся на северо-запад антиклиналь с осью, проходящей через падь Асямовскую, и синклиналь с осью, пересекающей Перевал. Более детальная схема А. И. Сулоева, составленная в начале 30-х годов, была затем излишне осложнена Е. П. Чуйкиной и Ф. В. Кузнецовой многочисленными пликативными складками и дизъюнктивами. Особенно сложные структуры в зоне рудников были представлены в схемах К. Н. Коржинской и Б. М. Роненсона, мало использовавших реальную основу карты Е. П. Чуйкиной и Ф.В. Кузнецовой. Не останавливаясь здесь на детальном анализе недостатков всех этих схем, авторы подчеркивают лишь, что сама по себе концепция контроля флогопитоносности геологическими структурами наиболее полно отражает закономерности размещения флогопитовых месторождений Слюдянки. В связи с этим нами была составлена схема геологической структуры метаморфической толщи (фиг. 1), которая, естественно, в основном отражает общий характер геологической карты Е. П. Чуйкиной и Ф. В. Кузнецовой (за исключением некоторых несуществующих, по нашим наблюдениям, дизъюнктивов и складчатых форм). В схеме подчеркнуты другие элементы, более важные, по нашему мнению, для интерпретации общей и частных структур района. Прерывистые главные и изогнутые линии отражают выходы пластов гнейсов, мраморов и кварцево-диопсидовых пород или их слоистость. На фиг. 2 приведен несколько обобщенный геологический разрез (примерно поперечный) для центральной части района, вполне доступный для проверки в натуре и вмещающий почти все стратиграфические горизонты (от Ac_1^a до Ac_1^{19}) схемы Е. П. Чуйкиной и Ф. В. Кузнецовой. Как видно из этого разреза, базальный горизонт слюдянской толщи не вскрыт, а мощность толщи от 5,5 *км* в западном крыле уменьшается до 4 *км* в восточном, что связано с фациальными переходами в Слюдянской толще. Рассмотрим вначале некоторые общие соображения об устройстве метаморфической толщи в целом, а затем выделяемые нами в пределах района отдельные структуры.

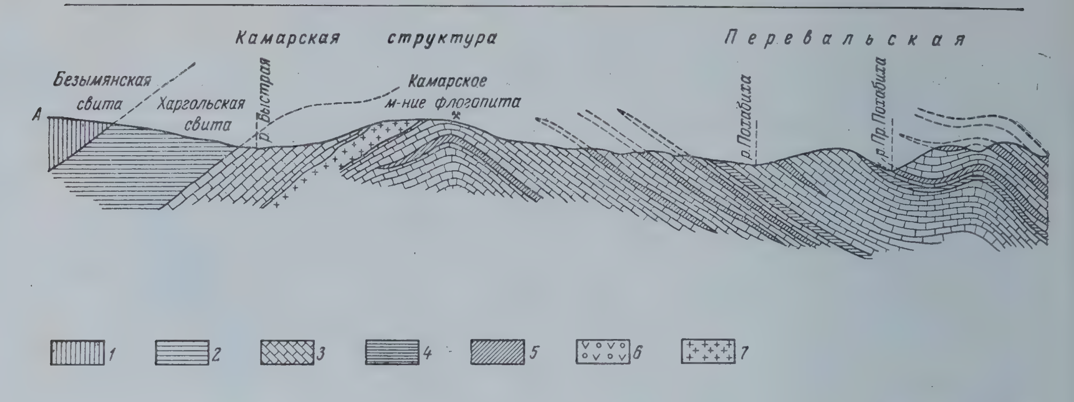
Прежде всего следует отметить, что до настоящего времени нет окончательного решения вопроса о стратиграфических соотношениях слюдянской свиты с оконтуривающими ее с юга и юго-запада харагольской и безымянской свитами. Для последних имеются признаки более молодого, синхронного и даже более древнего происхождения по сравнению со слюдянской толщей.

Большинство данных свидетельствует о более молодом возрасте харагольской и перекрывающей ее безымянской свит. К числу этих признаков относится их налегание на слюдянскую толщу в верховьях Правой Похабихи и по р. Большая Быстрая (фиг. 2), более спокойное в целом залегание пород безымянской свиты, сиенитовый характер интрузий, прорывающих безымянскую свиту, если предположить, что карбонатный состав слюдянской свиты обусловил повышенную щелочность гранитоидной магмы.



Фиг. 1. Схема геологической структуры слюдянской метаморфической толщи. Составил Н. Т. Чулков

1 — шарыжалгайская свита; *2* — слюдянская свита; *3* — харагольская свита; *4* — безымянская свита; *5* — граниты; *6* — монцониты; *7* — базальты; *8*—*10* — месторождения флогопита (*8* — промышленные, *9* — перспективные, *10* — неясных масштабов); *11* — дизъюнктивные нарушения. Геологические структуры Слюдянского района: *1* — Улунтуйская (Центральная) линейная структура, *2* — Картагайская складчатая структура, *3* — Асямовская складчатая структура, *4* — Похабинская линейная структура, *5* — Талинская складчатая структура; *6* — Северо-Камарская линейная структура, *7* — Камарская складчатая структура, *8* — Перевальская складчатая структура, *9* — Буровщинская складчатая структура, *10* — Мангутайская складчатая структура



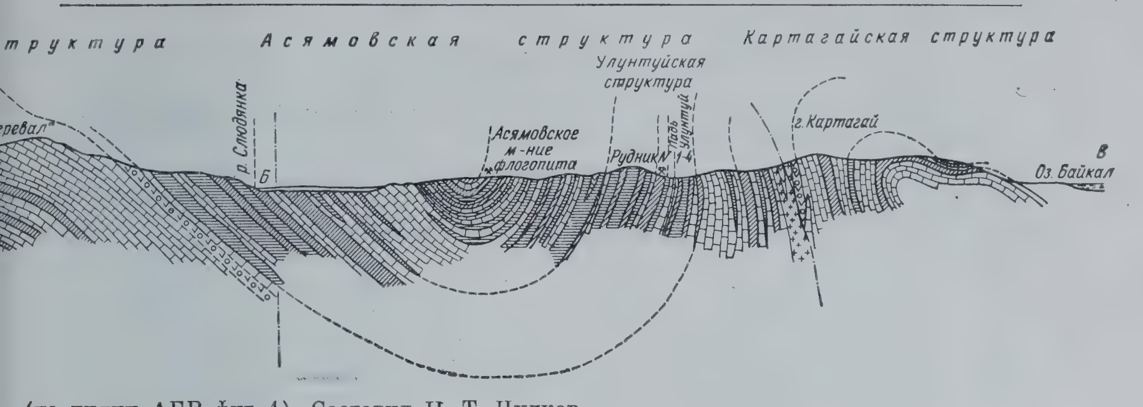
Фиг. 2. Разрез центральной части Слюдянского района

1 — безымянская свита; 2 — харагольская свита; 3 — мраморы; 4 — биотитовые гнейсы; 5 — пи
линией с точками показано положение

Признаками, позволяющими предполагать более молодой возраст слюдянской свиты, могут служить случаи падения харагольской и безымянской свит под толщу пород слюдянской свиты в восточной части района иногда под довольно пологим углом 45—50° (правый склон долины р. Слюдянки). Косвенным соображением в пользу этого предположения может служить присутствие в безымянской свите, вблизи ее контакта с харагольской, очковых гнейсов, которые можно рассматривать как ортогнейсы, возникшие при глубоком метаморфизме гранитов, более древних, нежели аляскиты, широко развитые в пределах слюдянской свиты.

Наконец, в ряде мест на контакте слюдянской и харагольской свит присутствуют линзы пироксеново-амфиболовых и биотитовых гнейсов, создающие впечатление переходной зоны между гнейсово-карбонатным комплексом слюдянской свиты и гнейсовой харагольской свитой. В связи с этим может возникнуть предположение о том, что слюдянская толща в целом представляет своеобразную экзотическую фацию в составе кристаллосланцевой формации Южного Прибайкалья, тем более что степень метаморфизма и ряд структур — несомненно общие для всех трех свит. Подтверждением этому может служить анализ фациальных изменений в составе слюдянской свиты. Так, в широтном направлении, от Мангутая к Быстрой, преимущественно гнейсовый состав сменяется карбонатным. В этом же направлении среди гнейсов кислые и щелочные их представители, часто с гранатом и графитом, сменяются преобладающими основными пироксеново-амфиболовыми гнейсами. Такие же изменения состава свиты намечаются в направлении с севера на юг. Отклонения от этой схемы носят частный характер и связаны со складчатыми структурами. Следует заметить, что в свете подобной фациальной изменчивости состава слюдянской свиты и отмеченных в предыдущем разделе особенностей распространения различных типов пород в разрезе представляется невозможным составление какой-либо универсальной схемы цикличности осадконакопления для всей свиты, подобной схеме Б. М. Роненсона ($1957_{1,2}$). Авторам представляется, что для слюдянской, так же как и для подобных ей свит, например, мамской, необходимо составлять ряд типичных колонок, соответствующих отдельным участкам районов, что устранило бы проявлявшуюся ранее при картировании тенденциозность. Так, для центральной части района распространения слюдянской свиты можно предложить принять за основу стратиграфическую колонку, составленную в соответствии с разрезом, приведенным на фиг. 2.

В целом геологическая структура метаморфической толщи слюдян-



(по линии АБВ фиг. 1). Составил Н. Т. Чулков

роксеново-амфиболовые гнейсы; 6 — кварцево-диопсидовые породы; 7 — граниты. Пунктирной тектонического нарушения в долине Слюдянки

ской свиты несколько напоминает структуру деформированной от продольного сжатия балки с защемленными концами. Наиболее деформированной средней части такой модели соответствует центральная часть района между правобережьем Буровщины и средним течением Бурутуя (см. фиг. 1), представляющая зону расщепления сложной складчатости и многочисленных разрывов. В обе стороны от этого участка выделяются структуры (Северо-Камарская и Мангутайская) с более спокойным залеганием пород, соответствующие свободным концам воображаемой «консоли». Взбросо-сдвиговые нарушения в зоне интенсивных деформаций ориентируются почти в соответствии с планом деформации в принятой модели. В общую деформацию были вовлечены харагольская и безымянская свиты, которые при общей выдержанности своего запад-северо-западного простирания в зоне интенсивных деформаций слюдянской свиты делают крутой изгиб.

В пределах зоны повышенной деформации и по разрывным нарушениям развиты аляскитовые граниты и пегматиты. Распределение интенсивности мигматизации, возрастающей в гнейсовых горизонтах на крайнем юго-востоке и в северо-западной части района в совокупности с размещением гранитных интрузий в западной и восточной частях (Картагайская структура), создает впечатление о плутоне типа сложного факолита, сопровождающемся многочисленными мелкими инъекциями, внедрявшимися в благоприятные для образования пустот складчатые структуры, и зонами интенсивной мигматизации в благоприятных литологически гнейсовых горизонтах. Сложно дислоцированный комплекс зоны интенсивных деформаций между Картагаем и р. Талая представляется промежуточной покровной структурой этого плутона.

Можно полагать, что рассмотренный геоструктурный план обусловил локализацию известных флогопитовых месторождений Слюдянского района, так как за пределами зоны интенсивных деформаций месторождения практически отсутствуют и развит преимущественно рассеянный флогопит (первый тип П. В. Калинина). Сосредоточение месторождений в юго-восточной половине зоны соответствует общему погружению в этом направлении осей структур. С подобными представлениями увязываются также локализация месторождений графита и апатита в этой зоне, связанная с участками интенсивной деформации, а также причины мощной метасоматической переработки доломитовых мраморов с образованием вторичных гигантозернистых кальцитовых мраморов месторождения «Перевал» (Чулков, 1946 г.).

Обзор геологических структур

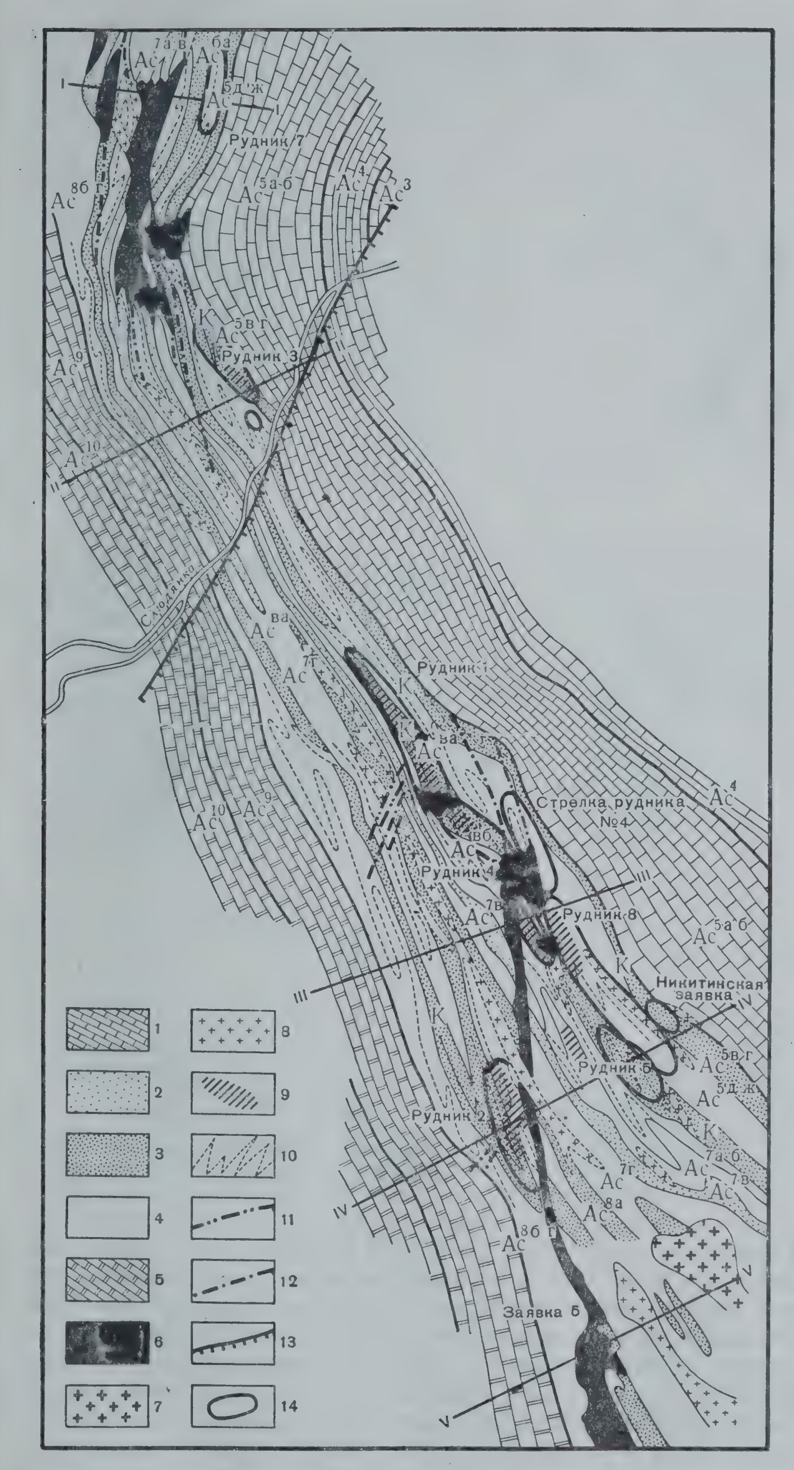
В соответствии с выявленным значением структурного фактора в локализации флогопита, как представляется авторам, весь Слюдянский район удобно рассматривать состоящим из ряда структур, обзор которых приводится ниже. Подробное описание границ структур будет опускаться во избежание чрезмерной растянутости описаний. Положение их в районе видно на фиг. 1.

Улунтуйская (Центральная) линейная структура, выполненная гнейсово-карбонатной пачкой со значительной ролью карбонатных пород, имеет характер крутой дуги, открытой на северо-восток. В восточной части Улунтуйская структура сливается с южной частью Мангутайской структуры. В районе изгиба дуги в Улунтуйскую структуру включается обогащенная мраморами пачка, протягивающаяся на юго-восток из Перевальской структуры. Здесь же в нее частично включено северо-восточное крыло Асямовской антиклинали.

Во внутренней части дуги Улунтуйской структуры, в вершине Буровщины, в гнейсовых горизонтах возникла довольно крупная флексурная складка, разорванная в местах крутых изгибов интрузиями гранитов. Приуроченное к этой флексуре разрывное нарушение, с которым связаны небольшие проявления гидратизированного промышленного флогопита, протягивается на север по долине Сухого Ручья, где по нему внедрялась интрузия аляскитов. К другому крупному нарушению приурочена долина р. Слюдянки. Амплитуда этого нарушения, судя по горизонтальному смещению контакта харагольской и слюдянской свит в верхнем течении Слюдянки, составляет 40—50 *м*, причем поднят северо-западный блок.

Промышленное ослюденение в пределах Улунтуйской структуры связано преимущественно с богатой основными разностями гнейсовой пачкой, увеличивающейся в мощности на юго-восток. Лишь рудник 2 приурочен к другой параллельно протягивающейся пачке. Весь район зоны рудников от 5-й заявки до 7-го рудника подробно изучался методами структурного картирования (фиг. 3). С учетом ликвидации замкнутых складок, построенных К. Н. Коржинской (1958) и Б. М. Роненсоном ($1957_{1,2}$), общий характер сложной структуры зоны рудников отображен достаточно естественно. В пределах северо-западной ветви дуги Улунтуйской структуры имеются довольно многочисленные жильные проявления монцонитов. Как видно на фиг. 3 и 4, в зоне рудников они приобретают важное значение как специфические геологические образования, с которыми локально связаны концентрации промышленного флогопита.

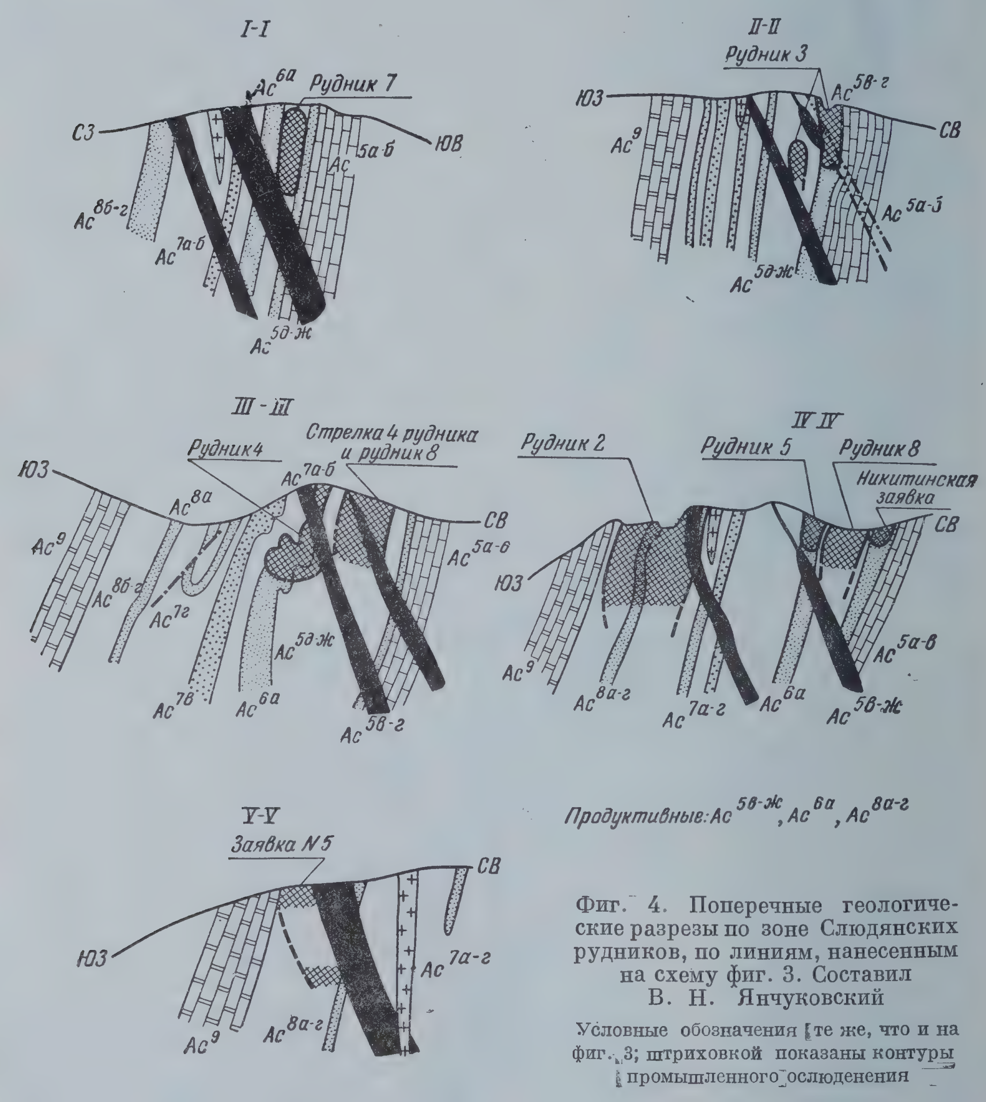
Зона рудников, как видно из схемы фиг. 1, находится в связи со складчатостью в особых тектонических условиях интенсивного поперечного сжатия и продольного растяжения. Возникшие при этом поперечные и кососекущие трещины растяжения заполнялись пегматитами и позднее флогопитовым комплексом (лестничные жилы, см. фиг. 3), что, очевидно, обусловлено длительностью тектонического воздействия. Резко выраженное будинирование гнейсовых пластов, особенно вмещающих флогопит пироксеново-амфиболовых, сопровождалось скарнированием гнейсов, вероятно, по схеме Д. С. Коржинского. При этом, можно полагать, происходило сокращение объема, в связи с чем в основных гнейсах могли возникать напряжения, способствующие дополнительному образованию рубцовых флогопитовых жил в диопсидизированных и скаполитизированных их участках. Подобные условия могли возникать во многих других местах. В частности, по аналогии с улунтуйской структурой весьма вероятным представляется развитие лестничной трещиноватости в прилегающих к ней участках Картагайской и Асямовской структур, на



Фиг. 3. Геолого-структурная схема зоны слюдянских рудников (по материалам Б. М. Роненсона, К. Н. Коржинской, Г. Ф. Лазденек, А. В. Бутенко и других; индексы горизонтов — по стратиграфической схеме Б. М. Роненсона)

1 — мраморы и доломиты нижней подсвиты; *2* — биотитово-гранатовые гнейсы средней подсвиты; *3* — пироксеново-амфиболовые гнейсы средней подсвиты; *4* — биотитовые, биотитово-кордиеритовые и пироксеново-биотитовые гнейсы средней подсвиты; *5* — мраморы и доломиты верхней подсвиты; *6* — щелочные изверженные породы («монцониты»); *7* — аляскитовые граниты; *8* — ортотектиты; *9* — участки лестничных жил; *10* — участки изоклинальной складчатости; *11* — сдвиги; *12* — взбросы; *13* — четвертичный сброс; *14* — контур промышленного ослюденения

правобережье Слюдянки и в северном продолжении самой Улунтуйской структуры, скрытом под аллювием широких приустьевых площадок рек Слюдянки и Похабихи.



Фиг. 4. Поперечные геологические разрезы по зоне Слюдянских рудников, по линиям, нанесенным на схему фиг. 3. Составил В. Н. Янчуковский

Условные обозначения те же, что и на фиг. 3; штриховкой показаны контуры промышленного ослюденения

Картагайская складчатая структура, представляющая замковую часть запрокинутой на юг и юго-запад антиклинальной складки, сложена мраморами с мощным горизонтом кварцево-диопсидовых пород с подчиненными прослоями гнейсов, преимущественно пироксеново-амфиболовых; примерно четвертая часть площади занята аляскитовыми гранитами, обильны инъекции пегматитов. В северной части структуры сложная конфигурация пластов обусловлена мелкоскладчатыми формами в ядре антиклинали и разрывными древними и молодыми нарушениями. В пределах всей структуры петрохимическая обстановка весьма благоприятна для возникновения промышленных концентраций флогопита. И, действительно, здесь широким развитием пользуются зеленые диопсидовые породы и выделено несколько участков интенсивного слюдопроявления.

Буровщинская складчатая структура в основном сложена гнейсовым комплексом с широким развитием основных гнейсов и подчиненными горизонтами мраморов, протягивающимися сюда из Улунтуйской структуры. Для структуры характерны две зоны флексурных складок в вершине и на южном склоне Буровщины, в пределах которых широко проявляется мигматизация и имеются многочисленные инъекции пегматитов. Признаки ослюденения известны в западной части верховьев Буровщины.

Мангутайская складчатая структура, расположенная в нижнем течении р. Безымянной, слагается пачками пород, протягивающимися из Улунтуйской и Буровщинской структур. Преобладают биотитовые, гранатово-биотитовые, биотитово-гранатовые гнейсы с редкими маломощными иногда линзовидными горизонтами мраморов. Линейное устройство западной части структуры с широтным простиранием и падением пород на север сменяется крутой флексурной складкой. В этой части выделен горизонт гнейсов с промышленным содержанием графита и скопления вторичных кальцитовых мраморов, аналогичных породам месторождения Перевал.

Асямовская складчатая структура занимает центральное положение в зоне интенсивных деформаций слюдянской свиты и поэтому расшифровка деталей ее строения представляется решающим условием для построения достоверных геологических схем района. К сожалению остаются недостаточно ясными ее взаимоотношения с Перевальской структурой в связи с развитием в зоне сопряжения интенсивных пликативных и дизъюнктивных деформаций и инъекций гранитов. Так же как не выяснен характер перехода этой структуры в южном направлении, в пределах площади распространения базальтов и закрытого плато Становика, где можно было бы найти решение вопроса о соотношении слюдянской и других метаморфических свит и уточнить представления о фазах складчатости. В целом Асямовская складчатая структура представляет довольно сложную замкнутую синклиналь, сплющенную и повернутую в центральной ее части на стыке зон северо-западного и более позднего северо-восточного направлений складчатости. Почти изометричные контуры этого ядра отпрепарированы склонами циркообразной Асямовской пади на левом склоне Слюдянки. Южная ветвь этой складки приобретает довольно острые формы в вершине Улунтуя. В ядре и северо-западной ветви в участке сплющивания осевая плоскость складки опрокидывается на юго-восток; ось складки погружается здесь в северо-восточном направлении. Вдоль оси в зоне сопряжения двух направлений складчатости развито надвиговое нарушение, выраженное интенсивными деформациями гнейсов и занятое телами монцонитов и амфиболитов.

Литологический состав крыльев Асямовской синклинали различен. Восточное крыло богаче гнейсами и непосредственно переходит в гнейсовую пачку зоны рудников (см. фиг. 2). В этом крыле на левом склоне Асямовской пади выделена небольшая зона зеленых диопсидовых пород, несущих гнездовое ослюденение. Эта часть структуры находится в таком же структурном положении, как и участок промышленного ослюденения на Улунтуе, в связи с чем здесь весьма вероятно возникновение поперечных трещин с промышленным ослюденением.

Похабинская линейная структура, располагающаяся по обеим склонам нижнего течения р. Похабихи, представляет несколько опрокинутую на юго-восток антиклиналь, осевая плоскость которой постепенно приобретает в северо-восточном направлении ориентировку, близкую к широтной. В сторону месторождения «Перевал» антиклиналь расходится широким шатром, осложняясь на крыльях пологими

изгибами. При этом на правом склоне р. Похабихи падение пород по мере продвижения на юго-запад в целом постепенно выкручивается и приобретает северо-восточное направление. По осевой плоскости антиклиналь разорвана пологим взбросом, протягивающимся на юго-запад в Перевальскую структуру, где он фиксируется нарушениями горизонта кварцево-диопсидовых пород.

В пределах структуры гнейсы и мраморы в целом находятся примерно в равных соотношениях, однако в северо-восточном направлении увеличивается мощность гнейсовых и в юго-западном — карбонатных горизонтов, в контакте которых с гнейсами появляются здесь также линзы кварцево-диопсидовых пород. Среди гнейсов здесь обнаружены проблематичные ортоамфиболиты. Количество жил ортотектитов и пегматитов значительное, но меньше, чем в рассмотренных раньше структурах.

Талинская складчатая структура занимает бассейн р. Талая и верховья Бурутуя. Значительные части этой структуры прикрыты базальтовым покровом, в окнах которого в верховьях Бурутуя улавливается небольшая синклиналь, тогда как другая синклиналь, видимо, располагается под базальтами водораздела между Талой и Похабихой. Главное ядро Талинской структуры, отпрепарированное глубоко врезанной долиной среднего течения Талой, сложено гнейсовыми и карбонатными горизонтами, образующими в плане сильно деформированные замкнутые или полуоткрытые кольца, оконтуривающие складку северо-восточного простирания, сплющенную в северном конце. Характер этой складки окончательно неясен, возможно, она окажется антиклиналью, опрокинутой на юго-восток в южной ее части.

В южной части структуры преобладают мраморы с прослоями кварцево-диопсидовых пород, в центральной и северной частях — гнейсы, преимущественно основные — пироксеново-амфиболовые и амфиболово-биотитовые. Ядро складки инъецировано многочисленными телами пегматитов и ортотектитов, а также жилами монцонитов, сопровождающимися амфиболитовыми оторочками. Здесь же в пределах горизонтов амфиболово-пироксеновых гнейсов развиты своеобразные пластово-секущие тела габбрового состава с небольшими скоплениями массивного титаномагнетита и довольно широкими зонами его вкрапленности. Судя по сходству химического состава этих пород с габбро Кусинского месторождения, можно предполагать, что они представляют ортопороды.

В ядре структуры широко развита диопсидизация с гнездовым флогопитовым оруденением. При детальной разведке и разработке в зоне рудника 9 установлена очень сложная форма размещения гнезд флогопита и сильная деформированность кристаллов слюды.

Северо-Камарская линейная структура, занимающая правый склон р. Культучной, с севера ограничивается крупным сбросом Тункинской долины. Структура сложена плавно изогнутой в плане моноклинально падающей на юг толщей, в северной части которой преобладают гнейсы, преимущественно амфиболово-биотитовые, а в южной — мраморы с горизонтами кварцево-диопсидовых пород. Инъекции пегматитов и ортотектитов немногочисленны. Интенсивность мигматизации биотитовых гнейсов нарастает в западном направлении. В западной части района известны небольшие конкордатные интрузии гранитов, мелкие пластовые тела габбро и монцонитов. Мелкие флогопитопроявления известны лишь в биотитовых гнейсах в вершине Бурутуя, на границе с Талинской структурой.

Камарская и Перевальская складчатые структуры, занимающие верхнее течение р. Похабихи и правый склон р. Быстрой, представляют довольно пологоскладчатый комплекс, благодаря

чему горизонты в плане приобретают сложные извилистые формы залегания. В этом отношении и по некоторым другим признакам обнаруживается определенное сходство этих структур с Картагайской, которая в общей структуре района грубо относится к одному с ними «этажу» (см. фиг. 2).

В западной части этих структур широко развиты мраморы с маломощными невыдержанными горизонтами гнейсов, преимущественно пироксеново-амфиболовых. На юго-восток до слияния с Мангутайской структурой количество гнейсов постепенно увеличивается до преобладания. Гранитные интрузии, преимущественно согласные, присутствуют в центральных частях структур, но особенно распространены в юго-западной части Камарской структуры.

Флогопитопроявления представлены несколькими мелкими месторождениями гидрофлогопита: на Камаре (см. фиг. 2), на правом склоне р. Слюдянки, выше месторождения «Перевал», в вершине Улунтуя и др. Меньшая флогопитоносность, чем в Картагайской структуре, видимо, связана с относительно более пологой и менее напряженной складчатостью.

Рассмотренная геоструктурная схема в отдельных частях носит предварительный характер и может в дальнейшем претерпеть изменения, особенно в пределах площадей, закрытых базальтами. На схеме показаны не все разрывные нарушения, а лишь наиболее достоверные, подтверждающиеся смещениями, зонами интенсивного катаклаза и милонитизации. Схема тем не менее отчетливо отражает тектоническую разнородность крупных частей района и в известной мере позволяет объяснить локализацию флогопита лишь в некоторых тектонически благоприятных участках.

Схема тектоно-магматических фаз слюдянской толщи

В заключение обзора геологической структуры слюдянской толщи можно кратко охарактеризовать ее развитие, которое, по мнению авторов, состояло из пяти основных фаз. Несмотря на отмечавшуюся неопределенность стратиграфических соотношений слюдянской свиты с окаймляющими ее харагольской и безымянской свитами, авторам представляется, что значительно более сложная структура первой позволяет выделить древнейшую дохарагольскую фазу складчатости. Эта фаза складчатости, очевидно, завершилась внедрением силлов основного состава, представленных ныне пироксеново-амфиболовыми гнейсами с субофитовыми структурами, которые переслаиваются с парагнейсами близкого состава.

Следующая фаза проявилась в складчатости северо-западного — субширотного направления и обусловила главный этап метаморфизма. Магматизм в эту фазу проявился, вероятно, во внедрении чарнокитов, за счет которых могли быть образованы некоторые гиперстеновые гнейсы. С этой же фазой, очевидно, связано и большинство интрузий «монцонитов», так как постоянные признаки их разлинзования и амфиболитизации свидетельствуют, что они подвергались воздействию напряжений следующей интенсивной фазы тектонической деятельности, будучи уже консолидированными.

Третья фаза тектоно-магматической деятельности и метаморфизма была наиболее важной в оформлении структуры слюдянской толщи и сопровождалась образованием флогопитовых месторождений. В этой фазе складчатости отчетливо участвовала безымянская свита, окаймляющая центральную сложно дислоцированную зону района, сформированную в эту

фазу. Об этом же свидетельствуют антиклинальная складка по р. Безымянная и синклиналь вдоль р. Слюдянки в пределах безымянской свиты. В период третьей фазы возникли поперечная складчатость, сплющивание структур с разворотом крупных блоков и чешуйчатыми надвигами, в целом приведшие к образованию центральной интенсивно дислоцированной зоны. Сложно сплоенные гнейсовые пачки верхней части слюдянской свиты претерпели наиболее интенсивную дислокацию, тогда как мощные блоки нижней части свиты благодаря своей компетентности приобрели более спокойные формы. Сопровождавшие эту фазу магматогенно-метаморфические процессы проявились в интрузиях аляскитов, пегматитов, диопсидизации гнейсов и флогопитообразовании.

Четвертая, саянская фаза, в районе весьма слабо изучена. Эта фаза, связанная со становлением саянских гранитов, нашла отражение в инъекциях этих гранитов и сиенитов на западной окраине района, а также к востоку от Мангутая. Во внутренних частях района (р. Талая, падь Широкая и др.) обнаружены немногочисленные пегматитовые жилы с характерными для саянского комплекса гранитоидов шерлом и мусковитом. Наконец, последней фазой был альпийский тектогенез, сопровождавшийся дизъюнктивными нарушениями в связи с байкальским проломом. Эти нарушения вызвали повторные подвижки по ранним зонам, обусловили возникновение зон милонитизации в мраморах и гнейсах, деформацию кристаллов флогопита. Альпийская фаза сопровождалась излияниями базальтов.

Предложенная схема фаз тектоно-магматизма слюдянской свиты, несмотря на предварительный характер, охватывает весь комплекс геологических структур, магматизма и минерализации. Во многих ее звеньях требуются уточнения, но она обязывает при дальнейших исследованиях строить геологическую историю района на фоне геологического развития всего большого региона Южного Прибайкалья.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СЛЮДОПРОЯВЛЕНИЙ И ПРОГНОЗ ФЛОГОПИТОНОСНОСТИ

В этом заключительном разделе статьи целесообразно суммировать изложенный выше материал в применении к основной задаче настоящего сообщения — оценке флогопитоносности. При этом целесообразно вкратце вначале несколько остановиться на генетических соображениях.

Типы, генезис и контролирующие факторы флогопитоносности

Помимо рассеянного мелкочешуйчатого флогопита, по признакам формы, состава и механизму накопления жильной массы среди слюдянских месторождений различают три типа (Коржинский, 1947): «корковый», гнездовый и жильный. Метасоматические «корковые» скопления слюды, иногда довольно крупнокристаллической, на контактах с пегматитами пока не получили промышленного значения. Встречаются они довольно часто, но по запасам слюды образуют карликовые месторождения. Гнездовые скопления, местами приобретающие форму жилообразных масс, заполняющих неправильные секущие трещины или трещины отслаивания, сосредоточиваются в зеленых диопсидовых породах. В отдельных местах гнезда мелкие неправильные жилообразные скопления и разобщенные кристаллы обусловливают штокверковый характер минерализации. Все эти формы образуются путем метасоматоза диопсидовых пород, обычно содержащих скаполит или пересеченных пегматитами, также несущими ясные

следы метасоматического замещения (рудники 3 и 2). Типичные жильные формы представлены лестничными жилами в пироксеново-амфиболовых и биотитовых лейкократовых гнейсах, всегда диопсидизированных в той или иной степени. Эти жильные формы наиболее характерны для слюдянских месторождений. Они доставили главную массу промышленного сырца, и в первую очередь они имеются в виду, когда речь заходит о промышленных перспективах. Механизм образования этих жил настолько близок к конкреционному, последовательному симметричному наслаиванию меняющегося по составу минерального вещества на стенки открытых пустот при подчиненном значении метасоматоза, что в настоящее время осталось мало сторонников чистого биметасоматического их генезиса.

Развитие представлений о генезисе флогопитовых месторождений Слюдянки имеет длинную и многогранную историю. А. Е. Ферсман (1940) относил флогопитовые жилы к последним стадиям пегматитового процесса, что, однако, впоследствии было отвергнуто Д. С. Коржинским (1937) и другими исследователями в связи с отсутствием промежуточных образований между флогопитовыми жилами и обычными пегматитами. Гидротермальный латераль-секреционный механизм для них был предложен С. С. Смирновым (1928), связывавшим растворы, участвующие в образовании жил, с гранитами. Близкие взгляды были высказаны П. П. Пилипенко (1930), который, однако, связывал растворы с магмой, давшей тела «монцонитов». В представлениях А. И. Сулоева (1939) имеются элементы представлений А. Е. Ферсмана и П. П. Пилипенко, так как, по его мнению, вещество флогопитовых жил кристаллизовалось из пневмогидатогенных растворов, отщеплявшихся от гибридной щелочно-габброидной магмы. По мнению П. В. Калинина (Калинин, 1939; Роненсон, 1957), флогопитообразующие растворы связаны с гранитной магмой, но значительную роль играло их взаимодействие со стенками трещин, чем было обусловлено образование широких околожильных оторочек. В работах Д. С. Коржинского (1937, 1947, 1954) развивается широко известная идея контактово-реакционного происхождения флогопитовых месторождений за счет взаимодействия доломитов и алюмосиликатных пород. Д. С. Коржинский также отчетливо указывал на необходимость для образования флогопитовых жил значительного переноса вещества и дополнительных условий, обеспечивающих рост крупных кристаллов. Имеются и другие схемы генезиса флогопитовых месторождений и нельзя быть уверенным, что они не будут прибавляться.

При рассмотрении всех этих схем прежде всего кажется целесообразным отделять процессы образования промышленных месторождений от общих процессов минерализации. В петрохимически однородном Слюдянском районе в условиях интенсивного метаморфизма процессы контактово-реакционного образования флогопита и даже эмбриональных скоплений укрупненных его кристаллов происходили практически повсеместно. Следует отметить при этом, что сколько-нибудь заметного контроля ослюденения глубинностью в пределах слюдянской свиты пока наметить не удается. Флогопитовые месторождения всех типов занимают в слюдянской толще вертикальный интервал более 1000 *м*. Характер ослюденения на этом интервале не изменяется. Флогопит на Становике и в 250 *м* ниже уровня Байкала (глубокая скважина № 60) входит в состав сходных рудных агрегатов и находится в одинаковом минеральном окружении.

Очевидно, образование промышленных месторождений флогопита, помимо благоприятного для контактово-реакционного процесса сочетания пород, в условиях Слюдянского района определялось также переносом вещества в участки, где обеспечивалась свобода роста крупных кристаллов в больших объемах. Скорость миграции, инфильтрации и создание

свободных вместилищ контролируются благоприятными геологическими структурами. В связи с этим необходимо отметить, что контактово-реакционная переработка алюмосиликатных пород (диопсидизация), происходившая до процесса флогопитообразования, вероятно, по схеме Д. С. Коржинского, могла также увеличивать вместилища, вследствие сокращения объема твердого вещества.

С другой стороны, намечается также в качестве контролирующего фактора и определенная связь с магматическими породами. Приуроченность главных зон минерализации к очагам гранитных интрузий не оставляет сомнений относительно источника минерализаторов и времени образования промышленных месторождений флогопита. Вместе с тем эмпирически установленная пространственная связь месторождений флогопита с монцонитами, хорошо, например, видная в разрезах фиг. 4, позволяет предполагать также их генетическую связь. Следует, однако, заметить, что генетические схемы, предполагающие непосредственное отщепление флогопитообразующих растворов от монцонитов, явно ошибочны, так как монцониты секутся пегматитами, связанными с аляскитовыми гранитами, а пегматитовые жилы в свою очередь пересекаются флогопитовыми жилами. Таким образом, наблюдаемым фактам больше соответствует представление о важной, но косвенной роли монцонитов в процессе образования флогопитовых месторождений. Наиболее вероятно, что высокая их щелочность обусловливала повышение щелочности растворов в участках флогопитообразования и стимулировала рост крупных кристаллов.

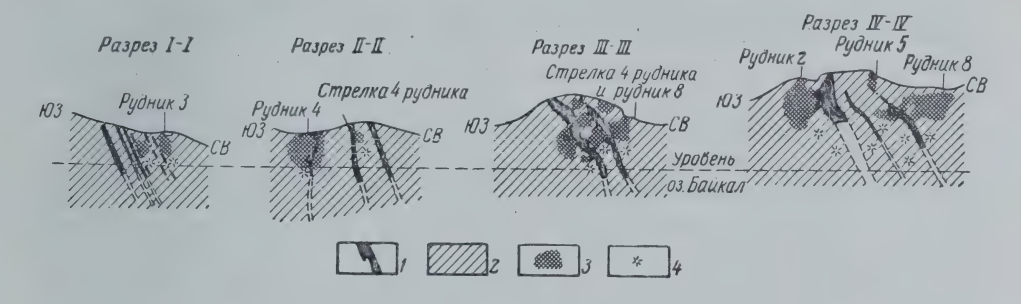
Закономерности размещения месторождений флогопита и прогноз флогопитоносности

Суммируя сведения по флогопитоносности, приведенные при характеристике структур района, можно констатировать, что все главнейшие флогопитовые месторождения Слюдянки сосредоточены в пределах сравнительно узкой (до 700 *м*) полосы гнейсов с подчиненными прослоями доломитовых мраморов, протягивающейся в юго-восточном направлении на расстояние 6—7 *км* от восточной оконечности водораздела, между реками Слюдянкой и Похабихой, до Становика. Эта зона представляет северо-восточную часть Улунтуйской линейной структуры. Максимальное ослюденение проявляется между рудником 7 и заявкой 5, в низовьях Улунтуя. В центре этого участка расположены богатейшие месторождения рудников 1, 4, 8, 2 — по Улунтую и рудника 3 — на левом склоне Слюдянки. В юго-восточном направлении продуктивная полоса разделяется. Северо-восточная ее пачка, включающая месторождения рудников 1, 4, 8, 5, довольно круто изгибаясь, протягивается в центральную часть Буровщинской структуры. Юго-западная пачка, включающая рудник 2 и заявку 5, не изменяя своего прямолинейного юго-восточного простирания, достигает Становика и теряется в мощной пачке биотитовых гнейсов. На ее продолжении в вершине Буровщины расположено месторождение флогопита.

Все наиболее значительные заявки размещены в пределах Картагайской структуры, к северо-востоку от центральной части продуктивной полосы. С юго-западной стороны от зоны рудников наиболее близкими месторождениями являются Асямовское, заявка 6, заявки в вершине Улунтуя. Вдоль контакта слюдянской свиты с харагольской располагается самостоятельная цепочка слюдопроявлений: мелкие заявки вдоль подножья левого склона р. Безымянная, в пади Широкой, в вершине Улунтуя, на правом борту Слюдянки и, наконец, Камарское месторождение. На крайнем северо-западе эта зона минерализации сближается со слюдо

проявлениями по Бурутую, которые, однако, тяготеют к ядру Талинской структуры, несущей много признаков высокой минерализации (рудник 9). По интенсивности ослюденения центральную часть Талинской структуры можно почти параллелизовать с Картагайской структурой в пределах площади к востоку от Картагая.

В целом характер распределения флогопитоносности создает впечатление о линейно вытянутой в виде крутопадающего узкого тела зоне рудников, подчиненной напластованию вмещающих пород. К этой зоне тяготеют подчиненные другим структурам очаги флогопитоносности, причем интенсивность минерализации в общем затухает по мере удаления от зоны рудников. Совершенно самостоятельный блок намечается в Талинской структуре.



Фиг. 5. Схемы размещения флогопитовой минерализации в зоне рудников

1 — монцониты; *2* — кристаллические сланцы, смятые в складки; *3* — зоны промышленных флогопитовых жил; *4* — предполагаемые флогопитовые залежи

Подобное пространственное размещение минерализованных участков вызывает представление о локализации, вероятно, линейной, «минерализующих струй». Эта локализация находится в видимой связи с тремя контролирующими факторами: распространением гранитных интрузий, особенностями тектонического устройства и распространением монцонитов. Как видно из рассмотрения структур района, промышленная слюдоносность проявилась лишь при совместном контроле со стороны этих трех факторов. В частности, будучи проявлена лишь в участках повышенной дислоцированности наибольшего значения она достигала в зоне интенсивных деформаций района и, в особенности, в пределах линейной Улунтуйской структуры, находившейся в специфических условиях поперечного сжатия и продольного растяжения, при одновременном широком развитии здесь гранитных инъекций и «монцонитов».

Из обзора фактического размещения флогопитовых месторождений с учетом всех благоприятных факторов их локализации можно наметить определенные площади в Слюдянском районе, наиболее перспективные в отношении флогопитоносности. Первоочередными для детальных исследований следует рассматривать юго-восточную часть Улунтуйской структуры и сопредельные с ней участки Асямовской и Картагайской структур, включая весь северо-западный сектор последней. Не менее перспективной представляется Талинская структура с сопредельными с ней участками других структур. При развитии глубинных разведочных работ в зоне рудников необходимо особенно внимательно учитывать наиболее важный в этих условиях критерий локализации флогопитовых месторождений — распространение монцонитов, в связи с которым и следует намечать первоочередные направления разведки (фиг. 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение авторам кажется целесообразным сделать некоторые замечания к методике дальнейших геологических исследований. Выявление новых месторождений флогопита в Слюдянском районе станет возможным при литолого-структурном картировании в масштабе 1 : 5000, которое, как представляется авторам, необходимо проводить в первую очередь в наиболее перспективных Улунтуйской, Картагайской, Асямовской и Талинской структурах. При этом картировании необходима хорошая увязка литологических горизонтов, которая должна проводиться без предвзятых идей в отношении структурного и стратиграфического устройства слюдянской толщи. В частности, необходимо иметь в виду определенную фациальную изменчивость слюдянской толщи, выражающуюся в постепенной смене преобладания в ее разрезе мраморов гнейсами в направлении с запада на восток. В связи с этим составить единую стратиграфическую колонку свиты представляется невозможным; необходимо создание нескольких типовых разрезов. Высказываемые представления о ритмичном строении слюдянской толщи лишены оснований, особенно в связи с фактическим отсутствием первично-осадочных кальцитовых мраморов, а также спорадическим характером кварцево-диопсидовых пород и лейкократовых гнейсов, которые рассматриваются как закономерные члены ритмов. Все же в целом авторам кажется возможным предварительно подразделить всю перемежаемость гнейсов и мраморов слюдянской толщи на две подсвиты, имеющие, однако, совершенно другое содержание по сравнению с двухчленной схемой К. Н. Коржинской: нижнюю, в которой преобладают мраморы, и верхнюю с одинаковым соотношением гнейсов и мраморов. При этом в нижней подсвите преобладают прослои пироксеново-амфиболовых, а в верхней — биотитовых и биотитово-амфиболовых гнейсов. При картировании необходимо также учитывать и уточнить предложенную схему тектонического районирования и схему тектоно-магматических фаз.

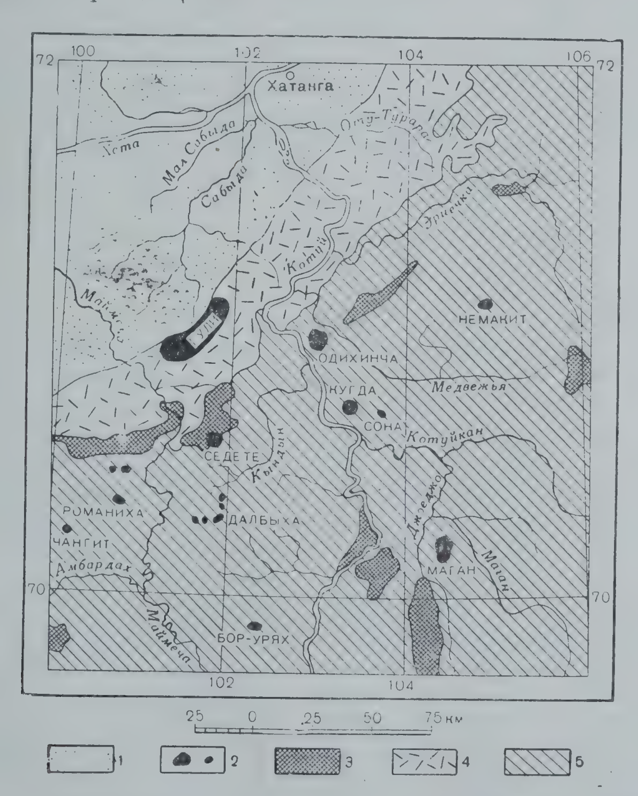
При глубинных детальных разведках в зоне рудников следует особенно критически подойти к представлениям о многочисленных дисгармоничных складчатых структурах. Методические предложения по детальному изучению этих структур не могут быть полностью реализованы, так как они требуют проведения сети подземных выработок такой же густоты, какая необходима для оконтуривания запасов высоких категорий.

Иркутское геологическое управление

Е. М. Эпштейн

АВТОРЕАКЦИОННЫЕ СКАРНЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ — НОВАЯ ФОРМАЦИЯ ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В Советском Союзе и за рубежом широко известны крупные флогопитовые месторождения, приуроченные к областям развития регионально метаморфизованных пород кристаллического фундамента. В нашей стране они расположены на Алдане (Эмельджак, Леглиерское, Даурское и другие), в Прибайкалье (Слюдянское), за границей — в Канаде, Индии, Корее, на Мадагаскаре и Цейлоне.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Меймеча-Котуйской флогопитоносной провинции

1 — терригенные мезо-кайнозойские отложения; *2* — щелочные и ультраосновные интрузии центрального типа; *3* — пластовые интрузии долеритов; *4* — базальтовые и щелочно-ультраосновные лавовые покровы триасового возраста; *5* — карбонатные отложения средне- и нижнепалеозойского возраста

В последние годы открыты и разведаны флогопитовые месторождения нового генетического типа. Эти месторождения связаны с зонами метасоматически интенсивно измененных гипербазитов, залегающих в интрузиях формации ультраосновных-щелочных пород. Крупнейшим из них является Гулинское месторождение, приуроченное к флогопитоносным автореакционным скарнам одноименного плутона ультраосновных-щелочных пород, расположенного на севере Сибирской платформы.

Кроме Гулинского плутона, в районе рек Маймеча и Котуй располагается еще не менее полутора десятков массивов ультраосновных-щелочных пород (фиг. 1). С интрузивами Одихинча, Маган, Бор-Юрях и некоторыми другими также связаны месторождения или слюдопроявления флогопита. К этому же генетическому типу месторождений можно отнести и Ковдорское флогопитовое месторождение, расположенное на Кольском полуострове.

Закономерности формирования и размещения флогопитовых месторождений во всех этих массивах имеют аналогичный характер, поэтому с целью их освещения целесообразно остановиться на характеристике наиболее детально изученного из них Гулинского месторождения флогопита.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Гулинский плутон, в пределах которого залегает флогопитовое месторождение, прорывает и метаморфизует толщу нижнетриасовых эффузивов, сложенную базальтами (сибирскими траппами) и щелочно-ультраосновными разновидностями эффузивов (авгититами, лимбургитами, инкрититовыми порфиритами и другими породами). Гулинский плутон, имеющий в плане эллипсовидную форму (фиг. 2), является крупнейшей в мире интрузией центрального типа (площадью около 1700 *км*^{2}), сложенной ультраосновными-щелочными породами. Лишь 600 *км*^{2} площади плутона поддаются непосредственному наблюдению; северная и северо-западная его части покрыты морскими мезо-кайнозойскими отложениями Хатангской впадины, и здесь контуры плутона устанавливаются по данным аэромагнитных работ.

В формировании плутона можно выделить шесть главных этапов (табл. 1). В течение четырех из них происходило внедрение различной по химическому составу магмы, приведшей к образованию нескольких типов пород: 1) гипербазитов (дунит-перидотиты, рудные гипербазиты, меймечиты); 2) щелочных гипербазитов (биотитовые перидотиты, хатангиты [1]); 3) ийолитмельтейгитов; 4) нефелиновых и щелочных сиенитов (табл. 1). Пятый и шестой этапы характеризуются широким развитием постмагматических пневматолитово-гидротермальных процессов, в течение которых образовались автореакционные скарны (пятый этап) и карбонатиты (шестой этап).

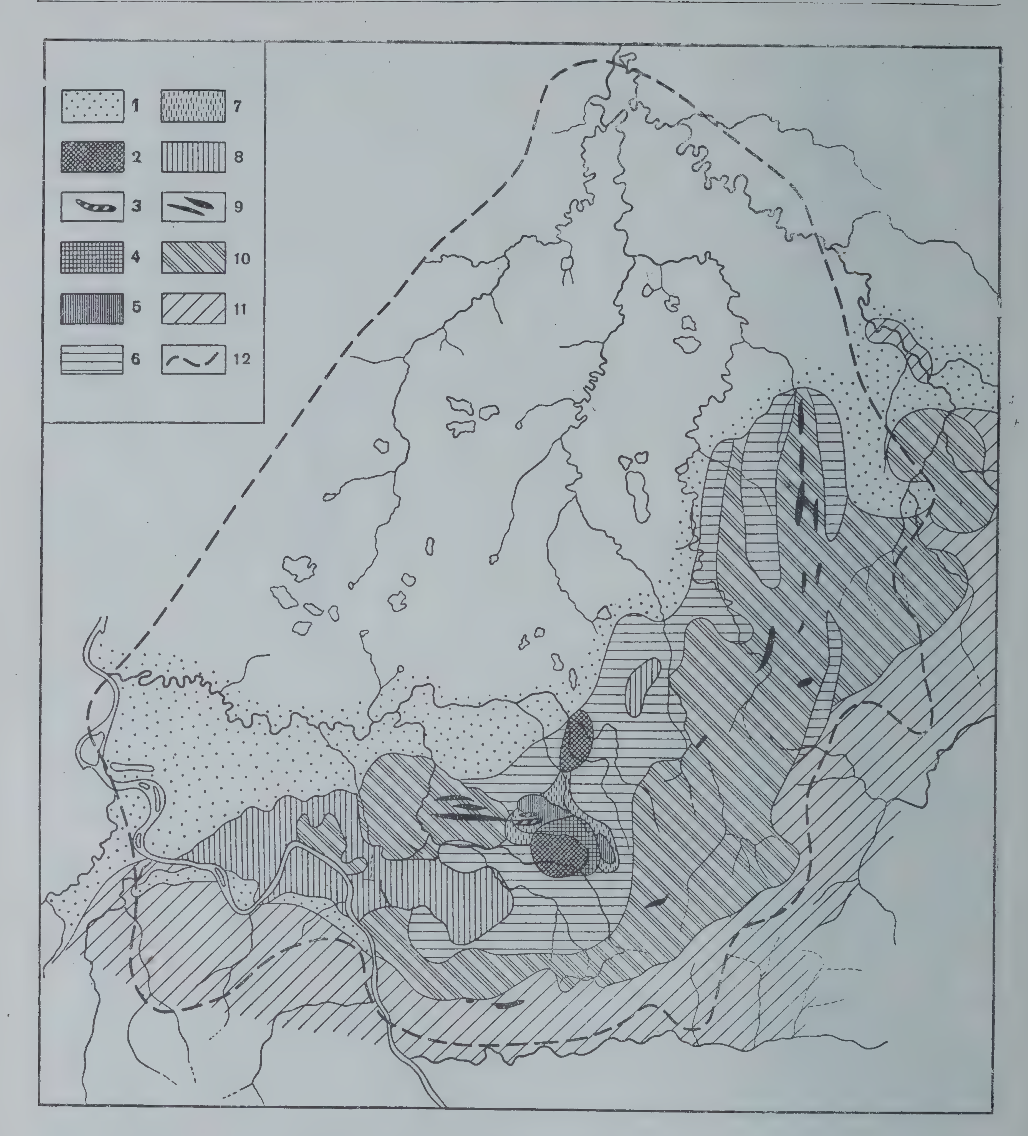
Описание структуры массива базируется на данных Л. С. Егорова, Т. Л. Гольдбурт и К. М. Шихориной (1961), проводивших геологическую съемку и исследование петрологии магматических пород плутона (1954—1957 гг.), а также на наблюдениях автора (1952—1959 гг.) и Л. И. Аникеевой (1955—1959 гг.), изучавших район Гулинского месторождения (Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961). В структуре Гулинского плутона сочетаются кольцевые или неполнокольцевые дайки и конические слои, причем первые значительно преобладают. Гипербазиты первого этапа и частично щелочные гипербазиты развиты в краевых частях плутона, субширотная и субмеридиональная оси которого равны, соответственно, 40

[1] Термин «хатангит» впервые введен Е. Л. Бутаковой (1956) для интрузивных порфировидных пород с вкрапленниками оливина (20—45%) и основной массой, сложенной пироксеном (30—50%), нефелином (5—15%), биотитом и магнетитом.

Таблица 1

Схема развития магматического процесса в Гулинском плутоне

Этапы	Стадия	Главные породообразующие минералы	Форма тел	Размер тел
I — гипербазитовый	1. Дунит-перидотитов	Оливин, авгит	Кольцевое дайкообразное тело	Внешний диаметр 40—50 *км*, мощность 8—12 *км*
	2. Рудных перидотитов и пироксенитов	Оливин, авгит, титаномагнетит	Линзовидные тела и дайки	Протяженность 10—5000 *м*, мощность 1—300 *м*
	3. Меймечитов	Оливин, серпентин, стекло	Пологопадающая силлообразная залежь (остатки конического слоя)	Протяженность 15 *км*, мощность 1,5 *км*
II — щелочно-гипербазитовый	1) Биотитовых перидотитов	Оливин, авгит, биотит	Серповидное крутопадающее тело	Протяженность 6 *км*, мощность 1—1,5 *км*
	2) Щелочных гипербазитов (хатангитов, хатангит-пикритов и других пород)	Оливин, авгит, нефелин	Кольцевые, полукольцевые, серповидные крутопадающие тела и силлообразные залежи	Протяженность 4—12 *км*, мощность 0,5—1,5 *км*
III — ийолит-мельтейгитовый	Ийолит-мельтейгитов	Авгит-диопсид, нефелин	Вытянутые, реже штокообразные крутопадающие тела	Протяженность 1—3 *км*, мощность 0,2—1,5 *км*
IV — щелочно-сиенитовый	Щелочных и нефелиновых сиенитов	Анортоклаз, эгирин-диопсид, нефелин	Дайкообразные крутопадающие тела и дайки	Протяженность 0,1—1,2 *км*, мощность 10—150 *м*



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта Гулинского плутона, по Г. Л. Гольдбут, Л. С. Егорову, К. М. Шимхориной, с дополнениями Е. М. Эпштейна и Л. И. Аникеевой (1958)

1 — четвертичные отложения; *2* — карбонатиты; *3* — сиениты щелочные и нефелиновые; *4* — автореакционные скарны; *5* — ийолит-мельтейгиты; *6* — щелочные гипербазиты; *7* — биотитовые перидотиты; *8* — меймечиты; *9* — рудные перидотиты и пироксениты; *10* — дунит-перидотиты; *11* — базальты и щелочные — ультраосновные эффузивы, вмещающие плутон; *12* — контур плутона, по данным аэромагнитных работ

и 50 *км*. Более молодые магматические образования, а также автореакционные скарны и карбонатиты тяготеют главным образом к средним частям массива, где образуют участки локальных концентрических структур на фоне общего кольцевого строения интрузии. В дальнейшем такие участки мы будем называть локальными центрами. В обнаженной части интрузии наблюдаются два локальных центра — южный и северный, расположенные на линии субмеридионально вытянутой оси эллипсовидного тела Гулинского плутона. Можно ожидать, что в части плутона, скрытой под чехлом мезо-кайнозойских отложений Хатангской впадины,

на этой оси располагаются еще один или два подобных локальных центра. Диаметры наблюдаемых полукольцевых и кольцевых разломов локальных центров не превышают 3—6 *км*.

Магматическое происхождение пород первого и второго этапов не вызывает сомнений ни у кого из геологов, изучавших Гулинский плутон. Дискутируется вопрос о времени и способе образования меймечитов. Подавляющее большинство геологов (Ю. М. Шейнманн, Т. Л. Гольдбурт, Л. С. Егоров и др.) считают их интрузивными породами, внедрившимися в виде пологопадающей залежи в дунит-перидотиты; Е. Л. Бутакова (1956) предполагает, что меймечиты являются эффузивной кровлей плутона.

О происхождении ийолит-мельтейгитов, а также нефелиновых и щелочных сиенитов нет единого мнения. По мнению Е. Л. Бутаковой, первые из них являются гибридно-метасоматическими, а вторые — гибридными породами. Л. С. Бородин (1957) считает ийолит-мельтейгиты метасоматическими образованиями. Работы автора и Л. И. Аникеевой показали, что наряду с нефелинизированными пироксенитами имеются ийолит-мельтейгиты, образовавшиеся в результате кристаллизации магмы, о чем свидетельствует наличие мелкозернистых и порфировидных разновидностей в приконтактовых зонах, обнаружение в породах практически не измененных ксенолитов щелочных гипербазитов, наличие реликтовых магматических структур и постепенный переход их в бластические структуры. Последние появились в результате процессов постмагматической перекристаллизации и автометасоматоза.

В пользу магматического происхождения ийолит-мельтейгитов говорит и характер полосчатости в хатангитах: полосы, обедненные оливином, нередко практически отвечают по составу мельтейгитам (80—85% пироксена, 15—20% нефелина и примесь оливина), меланократовые полосы соответствуют порфировидным перидотитам (30—40% оливина, 60—70% пироксена и примесь нефелина); переходы между указанными двумя разновидностями постепенные, без всяких следов метасоматоза.

Нефелиновые и щелочные сиениты также являются первично-магматическими породами, что подтверждается появлением мелко- и тонкозернистых разновидностей у контактов тел, наличием угловатых ксенолитов сильно измененных вмещающих пород со структурами обтекания вокруг них, присутствием пертитов распада в анортоклазе. Бластические структуры в сиенитах появились в результате постмагматических процессов перекристаллизации без значительного привноса, о чем свидетельствуют нередко встречающиеся даже в одном штуфе взаимные пересечения прожилков пироксена и анортоклаза.

Закономерности изменения химического состава магматических пород комагматического комплекса дуниты — щелочные сиениты заключаются в том, что в ходе развития магматического очага количество кремнезема, глинозема и щелочей в породах постепенно нарастает, хотя и с различной интенсивностью, а количество магнезии убывает. Характер изменения содержания кальция в процессе дифференциации существенно отличается от поведения других компонентов. Количество его постепенно нарастает от дунитов и меймечитов к перидотитам и пироксенитам и достигает максимальных значений в последних, затем снижается в щелочных гипербазитах, мельтейгитах, ийолитах, а в нефелиновых и щелочных сиенитах вновь становится минимальным. Таким образом, накопления кальция и магния, необходимых для образования карбонатитов, в остаточных расплавах не происходило.

Для изучения закономерностей последовательного развития минеральных ассоциаций в интрузивных породах впервые для комплекса

ультраосновных-щелочных пород предложена диаграмма состав — парагенезис (Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961), построенная на основании теоретических положений учения Д. С. Коржинского (1957) о дифференциальной подвижности компонентов.

Весь комплекс пород разделяется коннодами диаграммы на группы, соответствующие выделенным этапом магматической деятельности, с постепенной сменой минеральных парагенезисов, что соответствует и петрографическим наблюдениям.

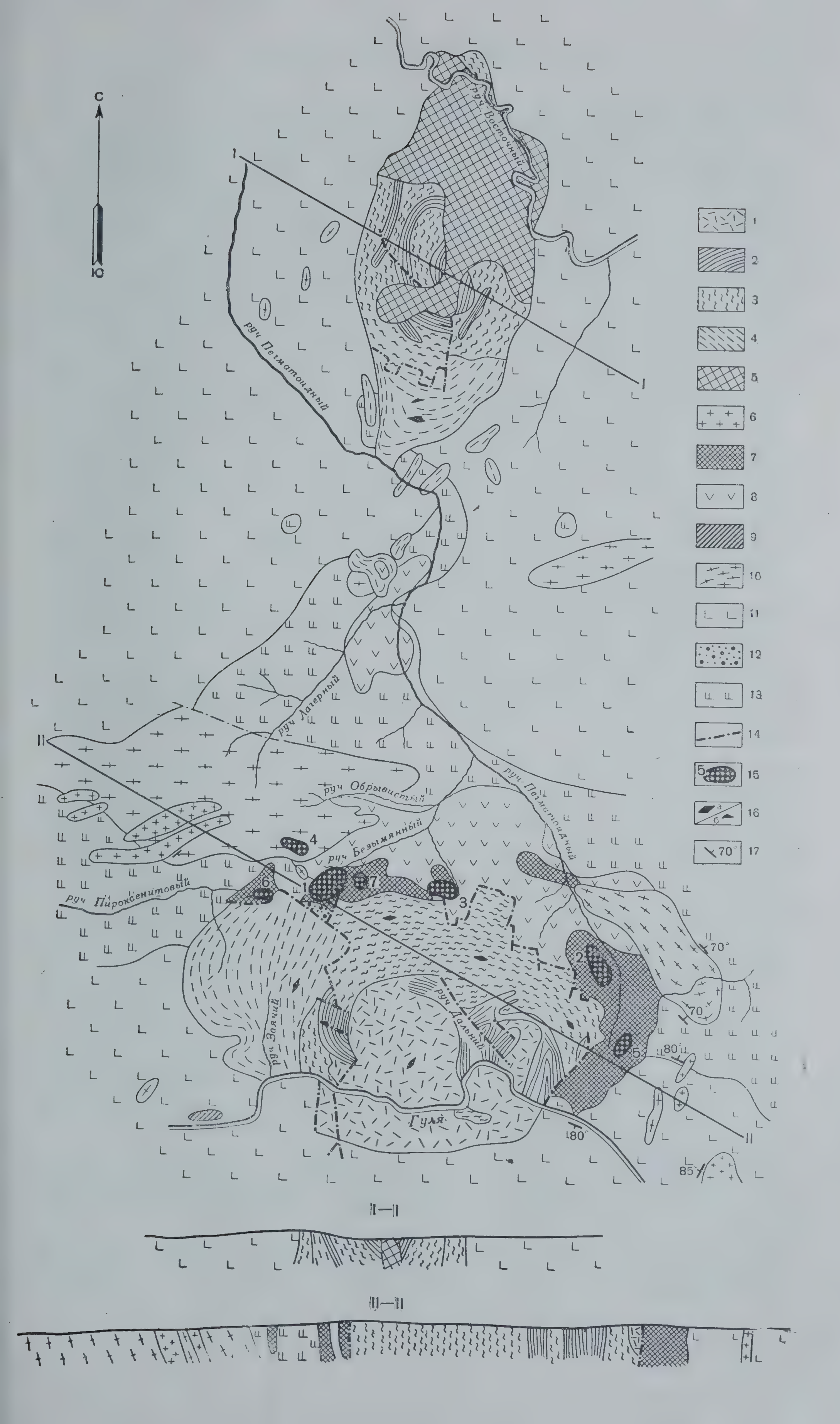
Мелилитсодержащие породы не укладываются в единый ряд магматических пород. Точки, отражающие их химические составы, не образуют собственных полей на диаграмме состав—парагенезис, так же как и на вариационной диаграмме химических составов пород. Подобная закономерность наряду с наблюдениями, свидетельствующими о наличии процессов мелилитизации гипербазитов в Гулинском плутоне, отмеченных для того же типа интрузий Кольского полуострова Б. М. Куплетским (1948), Кухаренко (1958), А. А. Кухаренко и М. П. Орловой (1960), может указывать на метасоматический генезис мелилита в большинстве мелилитсодержащих пород. Их химический состав, вероятно, зависит от состава исходной породы, подвергавшейся мелилитизации, и от интенсивности метасоматических процессов. Этим утверждением не отрицается принципиальная возможность образования мелилита из расплава, но процесс этот, вероятно, ограничен и возможен лишь в магмах с малым содержанием летучих компонентов (т. е. кристаллизовавшихся при более высокой температуре), которые давали эффузивы, дайковые породы и небольшие гипабиссальные интрузии.

АВТОРЕАКЦИОННЫЕ СКАРНЫ И ДРУГИЕ СИЛИКАТНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В пятый этап образования массива сформировались мощные зоны существенно силикатных метасоматических пород, являющихся вмещающими для промышленного флогопитового ослюденения. Метасоматиты возникли в результате реакционного взаимодействия гипербазитов (перидотитов и пироксенитов) со щелочными растворами. Главное место среди этих пород принадлежит автореакционным скарнам. К автореакционным скарнам мы предлагаем относить скарноподобные породы, образовавшиеся без реакционного взаимодействия с известняками в результате кальциевого метасоматоза ультраосновных, щелочно-ультраосновных и основных пород (Жариков, 1958). Приставку «авто» в данном случае следует понимать в том смысле, что как гипербазиты (субстрат автоскарнов), так и воздействовавшие на них щелочные растворы являются дериватами одного и того же магматического очага. Существенно и то обстоятельство, что реакционное воздействие самой ультраосновной породы на щелочные

Фиг. 3. Схематическая геологическая карта района Гулинского месторождения флогопита. Составили Е. М. Эпштейн, Л. И. Аникеева, 1959 г.

1 — карбонатиты доломитовые неравномернозернистые; *2* — карбонатиты доломитовые равномернозернистые и кальцитово-доломитовые; *3* — карбонатиты кальцитовые мелко- и среднезернистые; *4* — карбонатиты кальцитовые крупно- и гигантозернистые; *5* — карбонатиты нерасчлененные; *6* — сиениты щелочные и нефелиновые; *7*, *8* — автоскарны; *7* — гидромелилитовые и кальцитово-диопсидовые породы, продуктивные в отношении промышленной флогопитоносности, *8* — меланитопироксеновые и пироксеновые породы, мелилитизированные и монтичеллитизированные перидотиты; *9* — ийолит-мельтейгиты; *10*—*11* — щелочные гипербазиты: *10* — хатангиты, *11* — хатангитпикриты, афанитовые и миндалекаменные щелочные гипербазиты; *12* — эруптивная брекчия гипербазитов; *13* — перидотиты и пироксениты биотитовые; *14* — разломы; *15* — флогопитоносные участки и их номера (ориентированное расположение штриховки отражает элементы залегания крутопадающей полосчатости); *16* — элементы залегания полосчатости: *а* — вертикальное, *б* — иное; *17* — залегание контактов



С
Ю
руч. Восточный
руч Пегматоидный
руч Лагерный
руч Обрывистый
руч Безымянный
руч Пегматоидный
руч Пироксенитовый
руч Заячий
руч Дальний
Гуля
I—I
II—II
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
70°
80°
85

растворы приводило к повышению в них химического потенциала кальция, т. е. к возрастанию его химической активности.

В Гулинском плутоне отмечаются два поля развития силикатных метасоматических пород — Южное и Северное, пространственно приуроченных к перидотитам и пироксенитам второго этапа магматической деятельности (фиг. 3). Южное поле метасоматитов, имеющее серповидную форму (длина 4 *км*, мощность 0,3—1 *км*), приурочено к северной, северо-восточной и восточной частям южного локального центра и тяготеет к внутренним экзоконтактам полукольцевых ийолит-мельтейгитовых интрузий. Между южным и северным локальными центрами отмечено еще одно — Северное поле, имеющее неправильную, несколько вытянутую в субмеридиональном направлении форму; площадь выходов пород составляет около 0,25 *км*^{2}.

Детальное изучение геологического положения, минерального состава, минеральных парагенезисов, структур, а также взаимоотношений пород комплекса (Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961) позволяет предполагать наличие трех рядов метасоматитов, причем два из них образовались в результате метасоматического замещения перидотитов, а один — пироксенитов. Схема последовательности образования метасоматических пород представляется следующей.

Первый ряд: перидотиты → мелилитизированные и монтичеллитизированные перидотиты, мелилитово-пироксеновые и мелилитовые породы → мелилитовые породы с флогопитом, перовскитом, магнетитом, апатитом, кальцитом → гидромелилитовые[1] породы с везувианом, гроссуляром, частично тремолитизированным или актинолитизированным пироксеном и флогопитом.

Второй ряд: перидотиты → пироксеновые породы → меланитово-пироксеновые породы с флогопитом, перовскитом, магнетитом, кальцитом → → те же породы с частично тремолитизированным или актинолитизированным пироксеном и флогопитом.

Третий ряд: пироксениты → нефелинизированные пироксениты и нефелиново-пироксеновые породы → кальцитово-диопсидовые породы с флогопитом, перовскитом, магнетитом, меланитом, апатитом → те же породы с частично тремолитизированным или актинолитизированным пироксеном и флогопитом, а также нефелином, замещенным канкринитом, либнеритом, цеолитом. К этому же ряду относятся пегматитоидные нефелиново-пироксеновые породы, возникшие в результате перекристаллизации нефелиново-пироксеновых пород на участках интенсивной трещиноватости и циркуляции больших масс щелочных растворов. Положение кальцитово-диопсидовых пород еще нельзя считать окончательно установленным и оно должно быть уточнено последующими исследованиями.

Нефелиново-пироксеновые породы — продукты нефелинизации пироксенитов, занимают несколько обособленное место в комплексе метасоматических пород. В связи с тем, что при нефелинизации пироксенитов происходил вынос кальция, эти породы могут быть условно отнесены к группе автореакционных скарнов лишь в том случае, если подтвердится предположение о тесной парагенетической и временной связи процессов нефелинизации и мелилитизации.

При образовании автореакционных скарнов сохранялась главная петрохимическая закономерность, подмеченная для процесса дифференциации магматических пород, заключавшаяся в постоянном падении содер-

---

[1] В группу гидромелилита автором и А. Ф. Михайловой объединяются продукты гидратации мелилита—хуанит и цеболлит, впервые детально ими изученные (Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961).

жаний магния, а также в возрастании содержаний кремния, алюминия и щелочных элементов. Существенным отличием являлся все возраставший в ходе метасоматического процесса привнос кальция и углекислоты.

Изучение минеральных парагенезисов автореакционных скарнов и изменений химического состава пород при метасоматозе позволили установить три стадии в развитии процесса (табл. 2), для каждой из которых предложена диаграмма состав — парагенезис.

1. Стадия натрово-кальциевого метасоматоза (стадия нефелинизации и мелилитизации), для которой характерны парагенезисы: пироксен — нефелин, пироксен — мелилит — монтичеллит, нефелин — мелилит, избыточные минералы магнетит и апатит. Возможно, что дальнейшее изучение позволит подразделить данную стадию на две самостоятельные — стадию нефелинизации (доскарновую) и стадию мелилитизации.

2. Стадия калиево-кальциевого метасоматоза (стадия оруденения автоскарнов), ведущим для которой являлся парагенезис пироксен — флогопит — меланит. Избыточные минералы представлены магнетитом, перовскитом, апатитом, возможно, волластонитом и избыточным вполне подвижным минералом — кальцитом. С этой стадией связано появление крупных промышленно ценных кристаллов флогопита.

3. Стадия гестерогенного разложения, в течение которой происходило замещение мелилита хуанитом и цеболлитом, пироксен и флогопит частично замещались тремолитом и актинолитом, а нефелин канкринитом и либнеритом; избыточным вполне подвижным минералом был кальцит.

Минеральный состав метасоматитов довольно сложен, в этих породах выделено, изучено и описано 46 минералов (Эпштейн, Аникеева, Михайлова, 1961), из которых здесь перечислены лишь главнейшие.

Формирование автореакционных скарнов происходило в условиях падения температур от стадии к стадии, причем первая стадия соответствует монтичеллитово-геленитовой фации глубинности — фации высоких температур и низких давлений.

В ходе формирования автоскарнов относительное содержание кальция в последовательно образующихся кальцийсодержащих минералах по отношению к кремнию, титану и алюминию, как правило возрастало (пироксен — мелилит — монтичеллит — перовскит — меланит), т. е. повышалась концентрация и химическая активность кальция в растворах, что в конце концов приводило к образованию кальцита.

Процесс происходил в условиях повышения кислотности среды (слабые кислоты заменялись более сильными, а сильные основания более слабыми) и возрастания химического потенциала кислорода (повышалось содержание окисного железа за счет закисного). Подобное направление в развитии процесса сохранялось и при образовании карбонатитов.

Охарактеризованные метасоматические породы предлагается выделить в самостоятельную метасоматическую формацию автореакционных скарнов комплекса ультраосновных — щелочных пород, если под термином метасоматическая формация понимать «...совокупность метасоматических пород, образованных в различных фациальных условиях, но в результате одного петрогенетического процесса» (Жариков, 1959).

Формация автореакционных скарнов является естественным промежуточным звеном в ходе развития метасоматического процесса, заканчивающегося образованием карбонатитов. Однако автоскарны могут и не ассоциировать пространственно с карбонатитами или вовсе отсутствовать в данном массиве на изученном эрозионном срезе, что, вероятно, связано с конкретными тектоническими условиями формирования того или иного массива.

КАРБОНАТИТЫ

Шестой этап формирования плутона характеризуется образованием карбонатитов, слагающих Северный и Южный массивы, приуроченные к срединным частям локальных центров. Внутренние структуры массивов карбонатитов в целом обычно конформны структурам вмещающих их магматических и метасоматических пород.

Южный массив карбонатитов залегает в виде столбообразного, несколько вытянутого в широтном направлении тела (1,8×2,7 *км*). С западной, южной и юго-восточной сторон карбонатиты граничат с интрузией хатангитов, на северо-западе — с биотитовыми перидотитами, а на севере, северо-востоке и востоке — с автореакционными скарнами. Массив имеет кольцевое или неполнокольцевое строение, что четко устанавливается при геологическом картировании пород, прослеживании полосчатости и на аэрофотоснимках.

Северный массив имеет в плане форму, близкую к эллипсу, большая ось которого вытянута в субмеридиональном направлении (1×3 *км*). Вмещающие щелочные гипербазиты представляют собой кольцевую дайку; во внутренней части кольца и размещается тело карбонатитов. В структуре массива сочетаются кольцевые дайки и конические слои, причем первые, занимающие наружные части массива, конформны структуре вмещающих пород.

Положение карбонатитов в структуре плутона позволяет предполагать, что они образовались на месте трубообразных подводящих каналов, по которым неоднократно проникала магма в течение длительного времени формирования магматических пород. В период, предшествовавший образованию карбонатитов, подводящие каналы, вероятно, были выполнены эруптивным материалом, встреченным в зоне северного экзоконтакта Южного массива карбонатитов. Нельзя исключить и возможность формирования карбонатитов полностью или частично на месте кальдер обрушения.

Структуры кольцевых даек и конических слоев в карбонатитах образовались, видимо, в результате проникновения насыщенных углекислотой, кальцием и магнием флюидов и растворов по кольцевым и коническим разломам, возникшим во вмещающих породах в результате оседания пород (кольцевые трещины) и взрывных явлений (конические трещины). Сопоставление направлений полосчатости с ориентировкой трещин и разрывных нарушений, а также микроструктурный анализ карбонатитов, показали, что минералообразующие растворы проникали, как правило, только вдоль плоскостей, конформных структуре карбонатитовых тел.

Карбонатиты Гулинского плутона сформировались в течение четырех стадий пневматолитово-гидротермального процесса: 1) кальциево-карбонатной (ранней); 2) кальциево-карбонатной (поздней); 3) магнезиально-кальциево-карбонатной (табл. 2).

В каждую из стадий возникали разновидности карбонатитов со своеобразным составом породообразующих карбонатов, текстурой и структурой пород, а также специфическим составом минералов-примесей и своеобразными геохимическими чертами.

Установленная последовательность образования карбонатитов объясняется падением температур от стадии к стадии, сменой составов растворов и способов отложения карбонатитов в пространстве. Каждая из разновидностей карбонатитов занимает в массивах специфическое геологическое положение, причем наиболее древние образования залегают в периферических, а наиболее молодые, как правило, в центральных частях массивов.

В первую стадию образуются гигантозернистые кальцитовые карбо-

Таблица 2

Схема развития пневматолитово-гидротермального процесса в Гулинском плутоне

Этапы	Стадия	Минеральные парагенезисы	Породы	Способ образования	Форма тел	Размер тела
1. Этап — автореакционных скарнов и других силикатных метасоматических пород	1. Натриево-кальциевая	Нефелин, авгит-диопсид, мелилит, монтичеллит, апатит, магнетит	Нефелинизированный пироксенит, мелитизированный и монтичеллитизированный перидотит, нефелиново-пироксеновая, меланитово-пироксеновая, пироксеновая, мелилитовая, гидромелилитовая и кальцитово-диопсидовая	Метасоматическое замещение перидотитов	Серповидные или неправильные в плане крутопадающие тела	Протяженность 1,2—4,0 *км*, мощность 0,1—1,0 *км*
	2. Калиево-кальциевая	Диопсид, флогопит, перовскит, магнетит, апатит, кальцит				
	3. Гистерогенного разложения	Гидромелилит, везувиан, гроссуляр, тремолит, кальцит				
2. Этап — карбонатитовый	1. Кальциево-карбонатная (ранняя)	Кальцит, апатит, магнетит, перовскит, флогопит	Кальцитовые карбонатиты гиганто- и крупнозернистые	Метасоматическое замещение гипербазитов, щелочных гипербазитов, автореакционных скарнов и других пород; отложение в открывающиеся трещины	Трубкообразные крутопадающие тела	1×2 *км* и 2×3 *км*
					Линзовидные или жилообразные тела	Протяженность 5—600 *м*, мощность 0,3—100 *м*
	2. Кальциево-карбонатная (поздняя)	Кальцит, апатит, магнетит, пирротин, флогопит	Кальцитовые карбонатиты средне- и мелкозернистые	Дробление и последующая перекристаллизация кальцитовых карбонатитов первой стадии: открывающиеся трещины	Кольцевые или неполнокольцевые крутопадающие дайки	Внешний диаметр 1,2—2,5 *км*, мощность 0,3—0,7 *км*
	3. Магнезиально-кальциево-карбонатная	Доломит, апатит, магнетит	Доломитовые карбонатиты равномерно-, крупно- и среднезернистые	Метасоматическое замещение кальцитовых карбонатитов и отложение в открывающиеся трещины	Полукольцевые дайки, конические слои и линзовидные серпообразные тела	Протяженность 0,1—2 *км*, мощность 1—500 *м*
	4. Железисто-магнезиально-кальциево-карбонатная	Доломит, гематит или лимонит, редкоземельный карбонат-апатит, флоренсит	Доломитовые карбонатиты разнозернистые с псевдопорфиробластовой структурой	Метасоматическое замещение доломитовых карбонатитов третьей стадии тонкозернистой гематитово-доломитовой (или анкеритовой?) массой и отложение в открывающиеся трещины	Трубкообразные тела	Диаметр—1,5 *км*

натиты, приуроченные к периферическим частям массива, содержащие многочисленные реликты вмещающих пород и сопровождающиеся широкими (100—200 *м*) зонами метасоматических брекчий на контактах с вмещающими породами. Характерным минералом — примесью для них является перовскит-дизаналит, а характерной геохимической чертой — значительное содержание титана (магнетит содержит 4,02 % окиси титана). Первоначальная форма залегания этих пород, вероятно, трубчатая.

Для второй стадии характерны также кальцитовые карбонатиты, но уже со средне- и мелкозернистой структурой, причем среднезернистые разновидности предшествуют мелкозернистым. Породы образуют кольцевые дайки, облекающие центральные части массивов и не содержащие реликтов вмещающих пород. В контактах их с вмещающими породами обычно четко сохраняется плоскость раздела при интенсивном изменении вмещающих пород, при котором, как и в предыдущем случае, флогопитизация предшествует кальцитизации. Дизаналит в них практически отсутствует, а количество окиси титана в магнетите убывает до 0,8%.

Для третьей стадии характерны крупнозернистые доломитовые карбонатиты, образующие жилообразные тела в кальцитовых карбонатитах второй стадии.

В четвертую стадию (которая выделяется пока условно) формировалось трубкообразное тело мелкозернистых доломитовых пород с равномерно рассеянным гематитом и лимонитом. Возможно, что эти породы образовались в результате разложения анкеритовых карбонатитов.

Образование карбонатитов заканчивается процессами серпентинизации и окварцевания, т. е. привносом главным образом кремнезема, который, вероятно, был связан с продолжавшимися на глубине процессами карбонатизации силикатных пород. На первых высокотемпературных стадиях развития решающую роль играли процессы метасоматического замещения вмещающих пород, а на последних стадиях превалировали процессы дробления и перекристаллизации ранее сформировавшихся карбонатитов, а также процессы выполнения раскрывающихся трещин. Большое значение в образовании карбонатитов имели взрывные явления, связанные с резким падением давления в надкритических жидкостях в связи с формированием разрывных нарушений.

При образовании карбонатитов отмечается строгая последовательность в выделении карбонатов: кальцит — доломит — анкерит, отвечающая последовательности падения температур диссоциации этих карбонатов. Казалось бы естественным, что при карбонатизации перидотитов, в которых магний преобладает над кальцием, должен бы выделяться доломит, в то время как на первых стадиях карбонатитового процесса образовывался кальцит. Можно предположить, что температура флюидов на данной стадии превышала температуру диссоциации доломита, которая, по экспериментальным данным Г. Шлемера, в системе $CaO - CO_2 - H_2O$ составляет 380—390° в интервале давлений от 0 до 1000 *атм*, а при возрастании давления снижается.

Сопоставление данных Г. Шлемера с экспериментальными исследованиями А. И. Цветкова о влиянии примесей на температуру диссоциации доломита (соответственно, вероятно, кальцита и анкарита) должны быть ниже приведенных значений.

Изучение геологического строения карбонатитов, взаимоотношений их с вмещающими породами, наличие автоскарнов, предшествовавших образованию карбонатитов, анализ петрохимических и парагенетических закономерностей магматических и метасоматических образований позволяют сделать вывод о постмагматическом пневматолитово-гидротермальном образовании карбонатитов Гулинского плутона.

ФЛОГОПИТОНОСНОСТЬ

Провинция ультраосновных — щелочных пород севера Сибирской платформы является новой флогопитоносной провинцией в Советском Союзе. В ней уже разведано Гулинское месторождение — одно из крупнейших в нашей стране по запасам флогопита (Антропов, 1957), обнаружено месторождение в интрузии Одихинча, а также многочисленные слюдопроявления в других интрузиях.

Флогопитовые месторождения залегают в измененных гипербазитах автореакционных скарнах и карбонатитах. Представляется возможным выделить четыре структурно-геологических типа флогопитовых месторождений.

I тип — гнездовое флогопитовое ослюденение в метасоматически измененных оливинитах, перидотитах и пироксенитах; гнезда слюды распространены спорадически; месторождений промышленного значения не встречено, и обнаружение их маловероятно.

II тип — более или менее равномерное вкрапленное ослюденение в кальцитово-диопсидовых, мелилитовых и гидромелилитовых разновидностях автоскарнов; мощные зоны (800—900×100—300 *м*), образующие крупные промышленные скопления (Гулинское месторождения).

III тип — жильное флогопитовое ослюденение, связанное с пегматоидными метасоматическими и гидротермальными жилами или линзами нефелиново-пироксеново-флогопитового, нефелиново-пироксено-гранатово-флогопитового и кальцитово-флогопитового состава (протяженностью 20—150, мощностью 1—25 *м*); промышленные месторождения средних масштабов (Гулинское и Одихинчевское месторождения).

IV тип — вкрапленное ослюденение гидратизированного флогопита и вермикулита в карбонатитах, приуроченное к зонам трещиноватых пород; масштабы неясны, возможны крупные месторождения.

Кроме того, следует обратить внимание на поиски месторождений вермикулита типа Ковдозерского месторождения.

Поисковыми признаками для обнаружения флогопитовых месторождений, связанных с ультраосновными-щелочными породами, являются следующие.

1. Наличие метасоматически измененных гипербазитов — нефелинизированных, мелилитизированных, диопсидизированных, флогопитизированных и кальцитизированных или превращенных в автореакционные скарны; это условие обязательное, но недостаточное для образования месторождений.

2. Проявление в метасоматических породах ослабленных зон, облегчающих интенсивную циркуляцию растворов, которая приводила к образованию пород пегматоидного облика с крупными кристаллами флогопита; такие зоны фиксируются полями даек, метасоматических жил и жил выполнения различного состава, трещиноватыми участками, системами разломов.

Подсчитанные на Гулинском месторождении запасы флогопита не исчерпывают всех перспектив месторождения. В целях расширения сырьевой базы можно рекомендовать проведение геологоразведочных работ в следующих направлениях:

1) поисковые и разведочные работы на площадях, прилегающих с запада и востока к разведочному участку № 1 до соединения с участками № 6 и 7;

2) детальные разведочные работы на участке № 1 на горизонтах, залегающих глубже 130 *м*, так как геологическое строение месторождения позволяет предполагать значительно большую глубину ослюденения;

3) поисковую разведку на площади, прилегающей к участку № 4 в зонах отрицательных магнитных аномалий, к которым приурочены жилы пегматоидных нефелиново-пироксеновых пород с крупными кристаллами флогопита.

4) поиски с помощью магнитометрии и бурения новых локальных центров с флогопитоносными метасоматитами, которые могут быть скрыты под плащом мезо-кайнозойских отложений в 2—5 *км* к северу от Северного массива карбонатитов.

Проведение указанных работ позволит, по мнению автора, увеличить общие запасы флогопита на Гулинском месторождении на 60—80%.

Провинция ультраосновных — щелочных пород севера Сибирской платформы перспективна не только на флогопит и редкометальное оруденение, но также и на железо, титан, платину, нефелиновое и апатитовое сырье. Первоочередными объектами для поисковых и разведочных работ, кроме Гулинского плутона, следует считать интрузивные массы Одихинча, Маган, Кугда, Бор-Юрях, где можно рекомендовать проведение кондиционных геологических съемок масштаба 1 : 25 000, а на выявленных объектах 1 : 10 000 и 1 : 5000.

В целях поисков новых перспективных участков необходимо провести на всей площади провинции (70 000 *км*^{2}) аэрогаммамагнитные работы масштаба 1 : 50 000, которые должны опережать геологическое картирование в масштабе 1 : 200 000 и наземные поисковые работы.

По масштабам ослюденения и имеющимся перспективам провинция севера Сибирской платформы в ближайшем будущем явится важнейшей сырьевой базой флогопита наряду с Алданской провинцией. В ближайшие годы необходимо также провести с учетом установленных закономерностей размещения флогопитоносных автоскарнов ревизию массивов Карело-Кольской, Восточно-Саянской и Алданской провинций ультраосновных-щелочных пород, что поможет решить проблему обеспечения промышленности флогопитовым сырьем.

Научно-исследовательский институт геологии Арктики

П. П. Токмаков

ФОРМАЦИЯ ФЛОГОПИТОВО-ВЕРМИКУЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОМПЛЕКСЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ — ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

(на примере Кольского полуострова и Урала)

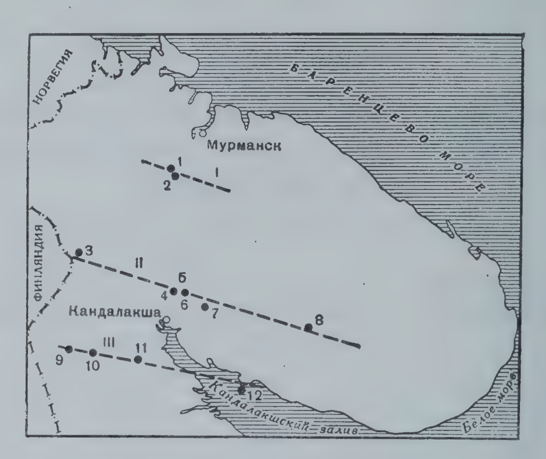
ФЛОГОПИТОВО-ВЕРМИКУЛИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Вермикулитово-флогопитовые месторождения Кольского полуострова пространственно и генетически связаны с формацией ультраосновных — щелочных интрузий центрального типа (палеозойского возраста), залегающих среди толщ архея и протерозоя. В соответствии с данными Н. А. Волотовской (1959, 1960), интрузии эти приурочены к трем региональным зонам разломов — южной, центральной и северной, вытянутых в запад-северо-западном направлении. К первой из них (южной) приурочены щелочные ультраосновные тела — комплекс Турьего мыса, массивы Ковдозерский и Вуори-Ярви, Саланлатвинский, мелкие массивы в окрестностях оз. Вуори-Ярви. В центральной зоне разлома находятся ультраосновные, щелочные массивы Песочный, Салмогорский, Африканда, Лесная и Озерная Вараки, Большой Ковдорский. Северная зона разлома намечается только по двум телам — жильным ийолит-пегматитам Эгиринового Наволока, пространственно приуроченным к массиву Гремяха-Вырмес и Себль-Ярвскому массиву (фиг. 1).

Для интрузий этого типа характерно единство структуры, выраженное в их кольцевом строении, многофазность становления интрузий с последовательностью внедрения от ультраосновных пород (дуниты, перидотиты, пироксениты), через щелочные (мельтейгит-ийолитовая серия) до карбонатитов; своеобразие родоначальной магмы, отличавшейся недосыщенностью глиноземом и кремнеземом и высоким содержанием магния и кальция с преобладанием натрия над калием и магния над кальцием. Весь указанный комплекс пород составляет единую генетическую и возрастную группу (абсолютный возраст 340—375 млн. лет).

С интрузиями этого типа, помимо слюдяной (обычно флогопитовой) минерализации, связаны значительные рудные (титаномагнетитово-перовскитовые) проявления и небольшие, пока представляющие чисто минералогический интерес проявления щелочного асбеста (массивы Лесная Варака, Ковдор). Рудная минерализация образована в два этапа — наиболее ранний титаномагнетитово-перовскитовый, генетически связанный с ультраосновными породами первой фазы внедрения, и более поздний — магнетитовый, связанный с последней фазой становления интрузий. Слюдяная минерализация, проявленная более широко, в основном образована в фазу контактового воздействия щелочных пород на ультраосновные.

Несравненно меньшее ослюденение характерно для фазы магнетитового оруденения, которое связано с апатитово-магнетитово-оливиновыми породами. Первый тип слюдяной минерализации весьма характерен не только для интрузий Кольского полуострова и других районов Советского Союза: на севере Сибирской платформы, на Алдане, но также широко проявляется в целом ряде формаций, где имело место контактное воздействие разновозрастных щелочных пород на ультраосновные — месторождения Урала (Булдым), США (Либби) и др.



Фиг. 1. Схема расположения ультраосновных-щелочных интрузий центрального типа Кольского полуострова

I—III — зоны распространения ультраосновных щелочных интрузий центрального типа: *I* — северная, *II* — центральная, *III* — южная. Ультраосновные щелочные массивы: *1* — Себль-Ярвский, *2* — Эгириновый Наволок, *3* — Ковдорский, *4* — Африкандский, *5* — Лесная Варака; *6* — Озерная Варака, *7* — Салмогорский, *8* — Песочный, *9* — Саланлатвинский, *10* — Вуори-Ярви, *11* — Ковдозерский, *12* — Турий мыс

Почти все щелочные ультраосновные массивы Кольского полуострова слюдоносны. Значительное ослюденение установлено пока в отдельных массивах — Ковдорском, Африкандском, Вуори-Ярвинском, Саланлатвинском. Наибольшие скопления слюды характерны для ультраосновных пород (дуниты, перидотиты, пироксениты, щелочные пироксениты), в значительно меньшей степени слюдоносны щелочные породы — мельтейгиты, турьяиты. Жильные образования щелочных пород (ийолиты) и наиболее поздние по становлению карбонатиты практически почти лишены ослюденения. Пространственно наибольшее ослюденение связано с зонами контактов щелочных пород с ультраосновными (участки обильного развития в ультраосновных породах даек и жил щелочных пород, метасоматически измененные зоны ультраосновных пород с развитием процессов нефелинизации, диопсидизации, карбонатизации, амфиболизации и т. п.).

Наиболее распространенные спутники слюды — апатит, магнетит, карбонат, амфиболы, для гидратизированных разностей слюд — сунгулит. Характерны три морфологических типа выделения слюды — вкрапленный, жильный, гнездовый. Повсеместно распространенным является вкрапленный тип ослюденения. Ослюденение жильного и гнездового типа обычно обусловлено наличием локальных нарушений или непосредственным развитием реакционного ослюденения около щелочных пород. Вкрапленное ослюденение проявляется в условиях общей тектонической ос-

лабленности среды, благоприятной для объемного движения растворов, при широком развитии даек и жил щелочных пород.

Размеры кристаллов слюды колеблются от долей сантиметра во вкрапленном типе до нескольких десятков сантиметров в жильном и гнездовом типах. Отдельные гнезда слюды достигают объема нескольких десятков кубических метров, жилы — нескольких десятков метров в длину и 40—50 *см* по мощности. Некоторые участки месторождений содержат до нескольких десятков процентов слюды по отношению к вмещающей породе.

Слюда (флогопит, не затронутый процессами гидратации) из ряда щелочных ультраосновных массивов, Ковдорского, Африканды, по своим химическим и физико-механическим особенностям весьма близка к уже хорошо зарекомендовавшим себя железистым разностям алданских флогопитов. Не исключен промышленный интерес слюдяной минерализации и целого ряда других подобных массивов Кольского полуострова, детальное исследование которых на слюдоносность не проводилось.

Большой промышленный интерес также представляет вермикулитовая минерализация. Вермикулит образован здесь за счет гидратации присущих этим интрузиям флогопитово-биотитовых слюд, что подтверждается наличием целого ряда переходных разностей от неизмененной слюды до типичного вермикулита. Гидратация слюды носит экзогенный, поверхностный характер и связана с наложением кор выветривания на ранее сформировавшуюся биотитово-флогопитовую минерализацию. Последнее подтверждается развитием вермикулита в верхних, дезинтегрированных, выветрелых зонах щелочных ультраосновных массивов, последовательным уменьшением в них степени гидратации слюды с глубиной, развитием в самих дезинтегрированных породах, вмещающих вермикулит, ассоциации минералов, характерной для кор выветривания (обохренные слюды, лимонит, бобьеррит, когеит, сунгулит). Наибольшая гидратация наблюдается там, где имело место наиболее интенсивное выветривание (зоны разломов, контакты пород, общая тектоническая нарушенность среды). В связи с последним, а также в связи со значительной эрозией верхнего профиля кор выветривания на большей части ультраосновных щелочных массивов распределение гидратированной слюды среди областей первичного ослюденения нередко имеет пятнистый или линейный характер, что характерно для месторождений Ковдорского, Африканда, Лесная Варака. На отдельных ультраосновных массивах (Ковдорском, Вуори-Ярви и других) зона развития гидратированных слюд прослеживается до глубин 20—40 *м*. В районах развития линейных кор выветривания гидратация слюд наблюдается на значительно больших глубинах (Ковдорское месторождение).

Ковдорское флогопитово-вермикулитовое месторождение

Ковдорское месторождение является крупнейшим вермикулитовым объектом не только Кольского полуострова, но и всего Советского Союза. Прогнозные запасы по этому месторождению оцениваются здесь в десятки миллионов тонн. Месторождение пространственно и генетически связано с одноименным ультраосновным щелочным массивом центрального типа. В плане массив имеет эллипсоидальную форму. Площадь его около 37 *км*^{2}. Центральная часть массива сложена оливинитами и пироксенитами, подчиненно развиты перидотиты. Периферические участки массива, сложенные ийолитами, мельтейгитами, якупирангитами, образуют коническую интрузию, круто падающую к центру массива. В контакте между ультраосновными и щелочными породами присутствуют крупные тела турьяитов,

полукольцом огибающие ультраосновные породы и также крутопадающие к центру массива. Ультраосновные породы центральной части массива рассекаются жилами ийолитов и карбонатитов.

На Ковдорском месторождении особенно отчетливо прослеживается генетическая связь ослюденения с контактно-метасоматическим воздействием щелочных пород на ультраосновные. Ослюденение наиболее интенсивно развито здесь по периферии ультраосновного ядра массива. По направлению к центральной его части интенсивность ослюденения последовательно уменьшается и в центральной части ультраосновного ядра почти полностью затухает (фиг. 2). Непосредственно в самом контакте ультраосновных пород со щелочными нередко отмечается развитие почти сплошных зон слюдитов. В ряде случаев вокруг небольших тел щелочных пород, внедренных в ультраосновные, удается наблюдать типичные контактно-реакционные оторочки, состоящие из зон слюды, амфибола, карбона. Образования эти по своему характеру очень напоминают подобные жеобразования, развитые на Урале в районе изумрудных копей (Ферсман, 1923, 1925), на Булдымском месторождении вермикулита (Амеландов, Озеров, 1934; Токмаков, 1961), в Крумовграде, Болгарии (Барска, 1958), в Египте (Amin, Afia, 1954), Индии (Dey, 1954).

С поверхности месторождения до глубины 10—40 *м* и более все породы массива в значительной степени дезинтегрированы, превращены в рыхлый материал, окрашенный в пестрые, бурые, желто-бурые, охристо-желтые и зеленоватые тона. Мощность этих изменений в связи с развитием на месторождении линейных кор выветривания не выдержана и широко варьирует.

Дезинтегрированность ультраосновных пород в поверхностных зонах месторождения, переход их с глубиной в более свежие и совсем свежие породы, характер продуктов выветривания ультраосновных пород свидетельствуют о наличии на Ковдорском месторождении коры выветривания, значительная часть которой уничтожена эрозией. По А. В. Сидоренко (1958), кора выветривания характерна не только для ультраосновных пород, но особенно отчетливо выражена на самом Ковдорском железорудном месторождении, где О. М. Римской-Корсаковой устанавливается широкое развитие лимонита, замещение форстерита штаффелитом, лимонитом, обохренными слюдами; встречены бобьеррит [$Mg_3(PO_4)_2 8H_2O$] и когеит — водный фосфат алюминия и цинка. Мощность выветрелой зоны в магнетитово-кальцитово-форстеритовых рудах доходит до 50 *м*, при отсутствии каких-либо следов современного выщелачивания на выходах руд. А. В. Сидоренко (1958) указывает, что кора выветривания встречена на биотитово-пироксеново-скаполитовых породах к северо-западу от оз. Ковдор и в других участках.

Характер залегания выветрелых зон и срезание их поверхностями со следами ледниковой штриховки дает основание А. В. Сидоренко предполагать доледниковый возраст коры выветривания Ковдорского месторождения. Широкое развитие коры выветривания на Ковдорском месторождении и прилегающих к нему участках установлено А. П. Афанасьевым (1959).

Процессам развития коры выветривания обязано и происхождение Ковдорского месторождения вермикулита, вернее, переход негидратированного флогопита в вермикулит. Помимо площадной, в значительной мере эродированной коры выветривания, на месторождении развиты линейные коры выветривания, приуроченные к тектонически ослабленным зонам. Одна из таких наиболее мощных зон, отчетливо прослеживающаяся в меридиональном направлении более чем на 3 *км*, характеризуется наиболее интенсивным выветриванием пород, прослеживающемся до глубин

Фиг. 2. Схема распределения ослюденения в Ковдорском массиве (геологическая основа — по Н. А. Волотовской. 1958; участки ослюденения — по В. И. Терновому, 1960)

1 — щелочной комплекс Малого Ковдорского массива; *2* — карбонатиты; *3* — магнетитовые руды; *4* — апатитово-оливиновые породы; *5* — турьяниты; *6* — жильные ийолиты; *7* — крупно- и среднезернистые ийолиты, ийолит-уртиты; *8* — мелкозернистые ийолиты, ийолит-мельтейгиты и мельтейгиты; *9* — щелочные пироксениты (якупирангиты); *10* — сунгулитизированные оливиниты; *11* — пироксениты; *12* — перидотиты; *13* — оливиниты; *14* — фенитизированные гнейсы и гнейсо-граниты архея (частично фениты); *15* — гнейсы архея; *16* — олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты архея; *17* — тектонические разломы; *18* — контуры площадей с промышленной концентрацией вермикулита; *19* — площади интенсивной гидратации слюд; *20* — площади слабой гидратации слюд; *21* — северо-восточный участок детальной разведки

50—70 *м*. В пределах этой зоны слюды почти нацело гидратированы, превращены в типичный золотисто-желтый вермикулит. Последний в ряде случаев в свою очередь замещен сунгулитом. К востоку и западу от этой зоны степень гидратации слюд последовательно уменьшается и прослеживается на значительно меньшие глубины (см. фиг. 2). Подобное же

положение наблюдается и в южной части месторождения, где линейно вытянутая зона сильно гидратированных слюд окружена зоной со слабо гидратированными слюдами.

Для месторождения характерны три морфологических типа проявления вермикулита: вкрапленный, жильный и гнездовой. Повсеместно распространенным является вкрапленный тип вермикулитизации. Это разобщенные между собой обособления вермикулита размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Преобладают агрегаты кристаллов размером 0,5—2,5 *см*. Содержание вермикулита в породе широко варьирует от бедных участков, где количество вермикулита составляет всего несколько процентов, до богатых с содержанием 20—30% и более.

Жильный тип. Четко выраженные тела линзовидной, плосколинзовидной, реже сложной или неправильной формы, часто пологопадающие. Мощность непостоянна: от долей сантиметра до 25—50 *см*. Типична группировка жил в зоны, вытянутые по простиранию вермикулитовых тел. Мощность таких зон, как и их длина, широко варьируют. Иногда жилы переплетаются между собой или соединяются проводничками. Реже встречаются обособленно расположенные одиночные жилы вермикулита. Длина жил по простиранию от долей до нескольких десятков метров. Контакты с вмещающими породами (нацело дезинтегрированными) сравнительно четкие. Сама поверхность контакта часто извилистая или зигзагообразная. Положение отдельных кристаллов вермикулита в жилах беспорядочное. Размер кристаллов колеблется от долей сантиметра до 5—10 *см* и более. Строгой зависимости между мощностью жилы и величиной развитых в ней кристаллов вермикулита нет.

Гнездовой тип по распространенности несколько уступает жильному типу. В разрезе это тела, близкие к изометричным, эллипсоидальным формам, часто неправильной формы. Размер гнезд варьирует от 0,1 до 10,0 *м* и более в поперечнике. Преобладают тела с поперечником 10—50 *см*. Размер отдельных кристаллов вермикулита различен. Нередки кристаллы 30—40 *см* в поперечнике и более. Особенно широко распространены крупные гнезда вермикулита на Центральном участке и в некоторых районах Северного участка месторождения.

Спутниками вермикулита являются сунгулит, апатит, магнетит, лимонит, гидроокислы железа, карбонаты (преимущественно кальцит). Особенно характерна ассоциация: вермикулит, сунгулит, апатит, карбонат, гидроокислы железа. Сунгулит в ряде случаев как бы занимает промежуток между кристаллами вермикулита. В целом ряде случаев совершенно отчетливо видно замещение вермикулита сунгулитом.

В зависимости от степени гидратизации флогопита на месторождении можно выделить два крайних типа гидрослюд.

1. Зеленоватый, слабо измененный флогопит с небольшим уменьшением содержания щелочей и значительным присутствием закисного железа. Наряду с небольшим процентом низкотемпературной, цеолитной воды сохраняет в своем составе почти всю высокотемпературную воду флогопита. Встречается среди слабо дезинтегрированных вмещающих пород как на поверхности, так и на глубине месторождения, в зоне перехода вермикулита во флогопит. Как начальный член гидратации флогопит сравнительно непостоянен по составу, оптике и физико-механическим свойствам.

2. Собственно вермикулит желто-бурого цвета с жирным маслянистым блеском с почти полным отсутствием щелочей и переходом всего закисного железа в окисное. Содержание общей воды достигает 16—23%. Развит среди сильно дезинтегрированных вмещающих пород. Прослеживается на глубину месторождения до 20—30 *м* и более. Как крайний член изме-

нения флогопита вермикулит характеризуется относительной выдержанностью состава, оптических и физико-механических свойств, часто ассоциирует с сунгулитом. В крупных кристаллах часто деформирован. Содержит тончайшие пленки гидроокислов железа. Между этими гидрослюдами имеются все переходы.

На поверхности и особенно часто в зоне перехода вермикулита во флогопит на глубине месторождения в вермикулите нередко сохраняются участки почти свежего флогопита, расположенные в центральных, внутренних частях кристаллов вермикулита. Реликты почти свежего флогопита иногда резко, почти без плавной зоны перехода, сменяются нацело гидратированным флогопитом (вермикулитом).

Для выявления природы вермикулита, характера и особенностей изменения его свойств с глубиной, помимо образцов слюд, взятых на поверхности месторождения, были всесторонне исследованы (состав, оптика, термика, обезвоживание, физико-механические свойства, рентгеноструктура) многочисленные образцы слюд, взятые с разных глубин месторождения из скважин 27, 28, 31, 35—38, 43—47, 51—54, 60, 65, 68, 75, 77, 78, 80—82. Выполненные исследования во всех случаях показали закономерную смену с глубиной вермикулита флогопитом и последовательное изменение в этом направлении состава, оптических и физико-механических свойств слюды. В верхнем профиле месторождения, в зоне развития коры выветривания, неизменно присутствовал вермикулит, ниже зоны коры выветривания, в массивных, свежих породах, присутствовал только флогопит. Переходные по глубине профили месторождения характеризовались слюдами промежуточных стадий гидратации.

Типичные вермикулиты верхней зоны месторождения характеризуются почти полным исчезновением щелочей, содержанием общей воды до 20—23%, почти полным окислением закисного железа. Оптика их: Ng = = 1,539—1,542; Np = 1,509—1,511, Ng—Np = 0,029—0,031; (—) 2V = = 15—23°; удельный вес 2,27—2,28, твердость —0,9—1,1 *кг/мм*^{2} при толщине пластины 0,15 *мм*, коэффициенты светопроницаемости и блеска при той же толщине пластинки, соответственно, 9—27 и 27—55.

Свежие, нормальные флогопиты, развитые ниже профиля коры выветривания, имели нормальное для подобных слюд содержание щелочей 9—10%, воды 2,2—3,1%. Другие свойства их: Ng = 1,603 —1,611; Np = 1,562—1,567; удельный вес 2,670—2,780, твердость 2,1 — 2,5, коэффициенты светопроницаемости и блеска, соответственно, 0—2 и 11—22, электропробивная напряженность 160—180 *кв/мм* при толщине пластинки 0,02 *мм*. Слюды переходных стадий гидратации имели примерно промежуточные составы и свойства. Особенно чувствительными и прямолинейно зависящими от степени гидратации оказались оптические свойства: угол оптических осей и показатели преломления (Токмаков, $1960_{1,3}$). Первый по мере гидратации почти прямолинейно увеличивается, вторые — уменьшаются. В процессе исследования это дало возможность, помимо прямого определения воды в слюдах, оценивать степень гидратации косвенно, по оптическим свойствам слюды. Почти пропорционально уменьшается в том же направлении и удельный вес. Менее закономерно изменение других свойств слюды: твердости, блеска, светопроницаемости, электропробивной напряженности. Изменение этих свойств наиболее резко наблюдается в начальные стадии гидратации; в конце процесса даже значительные изменения в гидратации почти не сказываются на свойствах.

Все изложенное выше с учетом явного перехода вермикулита во флогопит при углублении выработок со всей несомненностью свидетельствуют об образовании вермикулита Ковдорского месторождения в резуль-

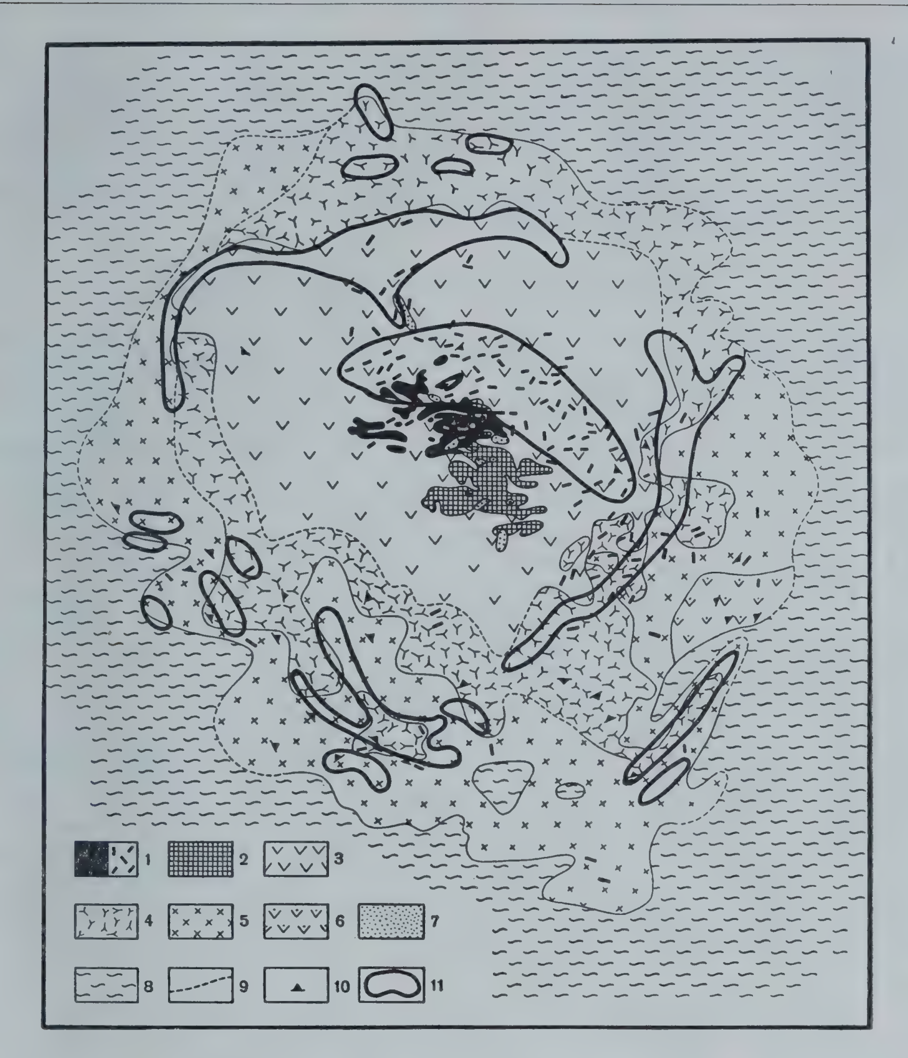
тате поверхностного выветривания, а не гидротермальным путем, как это представляют другие исследователи (Терновой, 1960; Боровиков, Львова, $1960_{1,2}$). В связи с этим в пределах Ковдорского месторождения, помимо вермикулита, большое промышленное значение представляет и сам исходный для вермикулита флогопит, который на глубине более 10—50 *м* почти не затронут гидратизацией. Ковдорский флогопит по своей железистости близок к железистым разностям слюдянских и алданских флогопитов. Физические свойства ковдорского флогопита примерно отвечают свойствам уже зарекомендовавших себя упомянутых разностей флогопитов. Форма залегания флогопита, по-видимому, будет здесь той же, что и образованного за его счет вермикулита. Запасы и концентрация флогопита по аналогии даже с самыми верхними горизонтами месторождения, представленными вермикулитом, должны быть весьма значительными. Очень важно то, что разработку месторождения можно вести комплексно, на флогопит и вермикулит (Токмаков, 1960_{1-3}).

Показанная выше связь Ковдорского месторождения вермикулита с процессами коры выветривания, а возникновение флогопита с воздействием на ультраосновные породы внедрений щелочных пород, не безынтересны для широкой постановки поисковых работ на вермикулит и флогопит в пределах широко развитых на Кольском полуострове ультраосновных и щелочных интрузий Ковдорского типа.

Работы эти особенно целесообразны в связи с установлением в последние годы широкого развития коры выветривания для Кольского полуострова в целом (Сидоренко, 1958; Афанасьев, $1959_{1,2}$).

Африкандское вермикулитово-флогопитовое месторождение

Месторождение расположено в южной части Кольского полуострова, около ст. Африканда, Кировской железной дороги. Месторождение приурочено к одноименной ультраосновной щелочной интрузии центрального типа, в плане имеющей овальную форму. Центральная часть ее сложена крупно-, средне- и мелкозернистыми пироксенитами, периферические части массива, за исключением северной, — нефелиновыми пироксенитами с подчиненными мельтейгитами. В центральной (пироксеновой) части массива наблюдаются рудные оливиниты, амфиболизированные пироксениты и многочисленные щелочные пегматиты. Слюдоносность массива изучена недостаточно. Повышенная концентрация слюды, в том числе и вермикулита, аналогично Ковдорскому месторождению установлена в периферических зонах ультраосновного массива и в его центральной части, в зоне обильного развития пегматитов (фиг. 3). Ослюденение в последнем случае нередко наблюдается в непосредственном контакте пегматитов с пироксенитами и часто имеет контактно-реакционный характер. Так же как и для Ковдорского месторождения, здесь характерны три морфологических типа ослюденения: вкрапленное, жильное и гнездовое. Жилы и гнезда часто отличаются сложностью форм и неравномерностью распределения в породе. Характер слюды преимущественно флогопитовый. Гидратация слюды, так же как на Ковдорском месторождении, связана с наложенной корой выветривания. В связи с бóльшей эрозией профиля коры выветривания, чем на Ковдорском месторождении, здесь чаще встречаются слабо гидратированные слюды и сама гидратация слюды проявлена на значительно меньшие глубины месторождения. По данным Северо-Западного геологического управления среднее содержание слюд в обогащенных участках составляет 5—12%, а общие прогнозные запасы вермикулита до глубины 20—30 *м* оцениваются в 2—3 млн. *т*.



Фиг. 3. Схема распределения ослюденения в Африкандском массиве (геологическая основа — по М. С. Афанасьеву, 1958; участки слюдопроявлений — по П. П. Лебедевой)

1 — щелочные пегматиты; *2* — амфиболовые пироксениты; *3* — средне- и крупнозернистые пироксениты; *4* — мелкозернистые пироксениты; *5* — нефелиновые пироксениты; *6* — мельтейгиты; *7* — рудные оливиниты; *8* — фениты и фенитизированные гнейсы; *9* — границы массива по магнитному контуру; *10* — ориентировка первичной полосчатости; *11* — участки слюдопроявлений

Проявление вермикулита в ультраосновном-щелочном массиве Лесная Варака

Массив Лесная Варака расположен севернее Африкандского, в 4 *км* к югу от ст. Хабозеро, Кировской железной дороги. Площадь массива около 15 *км*^{2}. Массив имеет концентрически-зональное строение. Центральная часть его сложена оливинитами, оливиновыми титаномагнетитами, периферическая часть массива, мощностью 80—250 *м*, — пироксенитами и пироксеново-полевошпатовыми породами. Среди оливинитов северо-восточной части массива и вдоль юго-западного его контакта с гнейсами встречаются амфиболиты и доломиты. Спорадически наблюдаются щелочные пегматиты. Так же как на Ковдорском и Африкандском

месторождениях, ослюденение обусловлено контактным воздействием щелочных пород на ультраосновные. Однако в противоположность Африкандскому и особенно Ковдорскому месторождениям, незначительное развитие здесь щелочной фации пород обусловило скудость ослюденения. Имеющиеся проявления слюды чаще всего связаны с контактными областями щелочных пегматитов. Последующая гидратация этой слюды связана с наложением коры выветривания.

Месторождение вермикулита Вуори-Ярви

Месторождение приурочено к одноименному ультраосновному щелочному массиву, имеющему площадь около 18 *км*². Массив расположен на юге Кольского полуострова, в 23 *км* к югу от ст. Аллакурти. По геологическому строению массив сильно напоминает Ковдорский. Центральная бо́льшая по площади часть его представлена пироксенитами с подчиненными перидотитами и оливинитами, периферические участки массива слагаются породами ийолит-мельтейгит-якупирангитовой серии. Пироксениты центрального ядра рассекаются многочисленными жилами щелочных пород. Слюдоносность массива изучена слабо. По данным М. С. Зискинд и В. И. Тернового (1960), вермикулит встречен здесь в верхней выветрелой до «песка» зоне пироксенитов мощностью до 15—20 *м*. При этом наибольшие скопления вермикулита наблюдаются на участке Неске-Ваара, где пироксенит сильнее всего выветрен. Содержание вермикулита достигает 10—15% от общего объема вмещающей породы. Качество вермикулита, судя по описанию, высокое. Прогнозные запасы вермикулита только по участку Неске-Ваара до глубины 5—10 *м* оцениваются в 2 млн. *т*. Судя по приводимому теми же авторами фактическому материалу, вермикулитизацию слюд рассматриваемого месторождения следует связывать с наложенной корой выветривания. Весьма интересным для рассматриваемого, а также для описываемого теми же авторами Саланлатвинского месторождения является указание на частую приуроченность скопления слюд к контакту пироксенитов и щелочных пород с карбонатитами.

ФЛОГОПИТОВО-ВЕРМИКУЛИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАЛА

Уральские флогопитово-вермикулитовые месторождения, так же как и кольские, пространственно и генетически связаны с формацией ультраосновных — щелочных пород. Однако в противоположность кольскому региону ультраосновные и щелочные породы не объединены здесь единством становления и генезиса. Флогопитово-вермикулитовые месторождения этого края располагаются здесь в небольших ультраосновных телах ильменогорской гнейсовой толщи, прорываемой Ильмено-Вишневогорской щелочной интрузией. Образование слюд связано здесь, так же как и на Кольском полуострове, с контактным воздействием щелочных пород на ультраосновные. При этом ослюденение носит чаще характер реакционных оторочек вокруг инъекций щелочных пород в ультраосновные. Реже оно является продуктом преобразования магнезиальных карбонатов под действием тех же эманаций щелочных пород. Наиболее известные месторождения этого края (Булдымское, Нижне-Баранчинское, Каслинское и другие располагаются в экзоконтакте Вишневогорского щелочного массива (район Вишневогорска и Касли на Среднем Урале).

Наиболее крупное из них Булдымское месторождение расположено на северо-западной оконечности Вишневогорского щелочного массива и приурочено к небольшому выходу измененных ультраосновных пород(серпенти-

нитов). Вишневогорский щелочной массив сложен преимущественно нефелиновыми сиенитами (миаскитами), в меньшей мере присутствуют щелочные сиениты (биотитовые и эгирин-авгитовые) в виде прерывистых оторочек, окаймляющие по периферии миаскитовое ядро. Структурно миаскиты занимают ядро крупного антиклинория, осложненного дополнительной складчатостью. Комплекс щелочных пород вмещают гранито-гнейсы ильменского типа. В гранито-гнейсах как вблизи, так и вдали от щелочных пород, встречаются небольшие выходы амфиболитов и измененных ультраосновных пород (серпентинитов). К одному из массивов последних, расположенному вблизи выхода щелочных пород, и приурочено Булдымское месторождение вермикулита. Массив в плане имеет форму, близкую к изометрической, с поперечником около 1 *км*. По данным буровой разведки на глубине массив серпентинитов выклинивается и подстилается щелочными породами. Массив рассечен многочисленными жилами пегматитов. В виде небольших тел встречаются выходы магнезиального карбоната.

Промышленное ослюденение месторождения представлено жильным типом. Вкрапленное и гнездовое ослюденение встречаются как исключение. Форма жил плосколинзовидная, нередки раздувы и пережимы, как по простиранию, так и по падению жил. На месторождении известно девять слюдяных жил и линзообразных тел. Длина по простиранию наибольшей из них (жила № 1) около 300—350 *м*, мощность от 2 до 20 *м*. Остальные жилы имеют значительно меньшие размеры 20—30 *м* в длину по простиранию и 1—5 *м* мощности. Жилы вытянуты в северо-восточном направлении, выполняя три тектонические ослабленные зоны в серпентинитах. Весьма характерно зонально-симметричное строение жил. Центральная часть их сложена слюдой, периферические участки — последовательно — актинолитом, хлоритом, иногда тальком. Наибольшую мощность имеет слюдяная зона, мощность актинолитово-хлоритово-тальковых зон обычно меньше слюдяной и колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров. В центре слюдяных тел нередко встречаются реликты пегматита. Для ряда жил весьма характерно зонально-симметричное строение и самой слюдяной зоны. Центральная часть ее сложена крупнолистоватой слюдой с величиной кристаллов до нескольких десятков сантиметров, периферические — мелкой слюдой в доли и единицы сантиметра. В слюдяной зоне иногда встречаются крупнокристаллические выделения магнетита, небольшие скопления магнезиального карбоната и амфибола. Совместно с последними нередко ассоциирует циркон. По характеру зональности и геологическому положению описываемые вермикулитоносные жилы напоминают аналогичные же образования Восточного Египта (Amin, Afia, 1954) и Крумовграда в Болгарии (Барска, 1958) и могут рассматриваться как контактово-реакционные оторочки на границе пегматита с ультраосновной породой. Реже они являются продуктом преобразования магнезиальных карбонатов под действием тех же пегматитов.

Все слюдяные тела Булдымского месторождения с поверхности значительно гидратированы. С глубиной степень гидратации затухает и на глубинах 40—60 *м* обычно совершенно исчезает. Неоднозначная степень гидратации характерна не только в вертикальном разрезе, но и в горизонтальном профиле, где наиболее гидратированными оказываются наименее монолитные, раздробленные участки жил. Изменчивость степени гидратации часто присуща отдельно взятым кристаллам слюды, периферические и трещиноватые внутренние участки которых сложены вермикулитом, внутренние — монолитные — свежей слюдой. На месторождении имеют место все переходы от неизмененной свежей слюды флогопитово-биотитового ряда до типичного вермикулита. По степени гидратации условно можно выделить четыре типа слюды.

1. Свежая негидратированная слюда — золотисто-бурый флогопит или темно-зеленый биотит, содержит нормальное для слюд количество щелочей и воды, характеризуется сравнительным постоянством оптических и физико-механических свойств.

2. Те же слюды, слегка гидратированные, с небольшим уменьшением содержания щелочей и увеличением содержания окисного железа. При приобретении низкотемпературной воды, слюда продолжает сохранять в своем составе почти всю ранее присутствовавшую в ней высокотемпературную воду. В зависимости от степени гидратации слюды характеризуются непостоянством состава, оптических и физико-механических свойств.

3. Темно-бурая, буровато-зеленоватая, с масляным блеском слюда промежуточной стадии гидратации — главная масса «вермикулита» месторождения. Характеризуется значительным уменьшением содержания щелочей, значительным увеличением низкотемпературной и уменьшением содержания высокотемпературной воды, а также значительным окислением закисного железа. Как промежуточный член слюда обладает примерно средними значениями состава, оптических и физико-механических свойств между свежими и нацело гидратированными слюдами.

4. Золотисто-бурая с жирным, маслянистым блеском слюда крайней степени гидратации — типичный вермикулит; развита среди наиболее выветрелых участков серпентинита, в наиболее сильно раздробленных и нарушенных частях слюдяных жил. Характеризуется почти полным отсутствием щелочей и переходом закисного железа в окисное; содержание общей воды, при полном исчезновении высокотемпературной воды исходных слюд, достигает 20—23%. Как крайний член гидратации эта слюда характеризуется относительной выдержанностью состава, оптических и физико-механических свойств.

Природа гидратации булдымских слюд экзогенная (кора выветривания), а не гидротермальная, как считалось ранее (Амеландов, Озеров, 1934). На месторождении и за его пределами наблюдаются остатки площадной и линейные коры выветривания, развитые не только на ультраосновных породах и пегматитах самого слюдяного месторождения, но и во вмещающих его гнейсах. Особенно четко площадная и линейные коры выветривания прослеживаются на Булдымском месторождении, как непосредственно на его поверхности, так и в керне буровых скважин. Здесь наблюдаются типично нонтронитизированные и силицифицированные, кавернозные серпентиниты с обохренными слюдами, лимонитом, халцедоном, магнезитом, сунгулитом, каолинизированные пегматиты. Порода окрашена в пестрые, бурые, желто-бурые, охристые и охристо-зеленоватые тона. Мощность этих изменений не выдержана и широко варьирует от нескольких до 20—60 *м*. Наибольшая мощность измененных пород наблюдается в тектонически ослабленных зонах, в участках, примыкающих к слюдяным жилам (линейные коры выветривания). С глубиной выветрелые породы постепенно сменяются породами менее выветрелыми и совершенно свежими. Типичный вермикулит и слюды промежуточной степени гидратации наблюдаются только в зоне сильно выветрелых измененных пород. По мере уменьшения степени выветрелости породы гидратация слюды последовательно затухает и в неизмененных породах наблюдается только свежая слюда (скв. 608, 643, 727). Характерной особенностью Булдымского месторождения является разная степень гидратации слюды не только в вертикальном, но и в горизонтальном профиле. Нацело гидратированные слюды (типичный вермикулит) здесь встречаются редко. Это обусловлено сохранением в пределах месторождения только нижнего профиля коры выветривания, верхняя часть которой уничтожена эрозией.

Есть все основания ожидать полного перехода на месторождении вермикулита в свежие слюды ниже зоны коры выветривания. Весьма вероятно при этом, что свежие флогопитовые разности булдымских слюд с этих глубин по характеру своей железистости и физико-механическим свойствам (по аналогии с реликтами свежих слюд в поверхностных зонах месторождения) будут весьма близки к уже зарекомендовавшим себя алданским железистым разностям флогопита. Поэтому не исключена промышленная значимость и булдымского флогопита.

Широкое развитие на Урале коры выветривания и наличие условий, необходимых для возникновения значительных скоплений магнезиально-железистых слюд, дает основание планировать здесь более широкие поисковые работы на вермикулит.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ФЛОГОПИТОВО-ВЕРМИКУЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОМПЛЕКСЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В образовании флогопитово-вермикулитовых месторождений комплекса ультраосновных-щелочных пород следует различать два этапа. Возникновение свежей, негидратированной магнезиально-железистой слюды в эндогенных условиях и ее последующую гидратацию в экзогенных условиях.

Рассмотрение главнейших отечественных и зарубежных месторождений вермикулита показывает, что возникновение в них первично негидратированной слюды, подобно месторождениям Кольского полуострова и Урала, связано с формациями ультраосновных-щелочных пород. Сюда относятся месторождения Дальнего Востока (Кокшаровское), Алдана (Инаглинское), севера Сибирской платформы (Гулиновское), США (Либби), Канады (Стенливилль), Южной Африки (Лулекоп, Палабора), Болгарии (Крумовград), Египта, Индии, Австралии и др. Ослюденение возникает здесь как в результате общего гидротермально-метасоматического преобразования ультраосновных пород под действием эманаций щелочных пород, так и в процессе прямого контактного воздействия щелочной породы на ультраосновную — контактно-реакционные слюдяные оторочки.

Внутри ультраосновных-щелочных формаций ослюденение, как правило, связано с метасоматически измененными участками ультраосновных пород вблизи контакта со щелочными породами. Так, в пределах Кольского полуострова на относительно хорошо изученных Ковдорском и Африкандском месторождениях наибольшее ослюденение наблюдается по периферии внутренних кольцевых ультраосновных тел на контакте со щелочными породами или внутри последних по тектонически ослабленным зонам в участках обильных инъекций щелочными породами (см. фиг. 2, 3). То же в известной мере имеет место на Кокшаровском, Гулиновском и Инаглинском месторождениях, а также на месторождениях Либби, Лулекоп и других. Контактно-реакционные оторочки обычно наблюдаются по тектонически ослабленным зонам вокруг тел щелочных пород или их реликтов —Булдым (Урал), Крумовград (Болгария), Египет, Индия и другие.

Состав возникающих в указанных условиях магнезиально-железистых слюд колеблется в широких пределах от типичного биотита до маложелезистого флогопита. В конкретно взятых ультраосновных-щелочных формациях встречаются часто или слюды типично флогопитового ряда с железистостью 5—8%, связанные обычно с контактно-метасоматическими преобразованиями маложелезистых ультраосновных пород форстерит-энстатитового ряда — Ковдорское. Африкандское месторождения (Коль-

ский полуостров), Гулиновское месторождение (север Сибирской платформы), Булдым (Урал), Лулекоп, Палабора (Африка) и другие, или высокожелезистые слюды биотитового ряда, возникшие при преобразовании высокожелезистых ультраосновных пород — Кокшаровское месторождение (Дальний Восток), Либби (США) и др. Месторождения первой группы с ослюденением флогопитового ряда в случае отсутствия на них наложенной гидратации (Гулиновское месторождение) или развития последней только в верхней зоне коры выветривания (Кольский полуостров, Урал, Африка и др.) могут представлять самостоятельный интерес как источники промышленного флогопита. Выполненное нами в этом отношении изучение кольских (Токмаков, 1960_{1-3}) и уральских флогопитов (Булдым) показало близость их состава и свойств в сравнении с уже зарекомендовавшими себя в промышленности алданскими разностями железистых флогопитов.

Образование вермикулита в результате наложения коры выветривания на ранее сформированные месторождения магнезиально-железистых слюд характерно также не только для Кольского полуострова и Урала. Этот процесс определенно установлен В. И. Финько для Кокшаровского месторождения на Дальнем Востоке, а Бассетом (Bassett, 1959) —для месторождения Либби (США). Этот же процесс, судя по проведенному нами критическому анализу литературного и фондового материала, определенно имеет место и для всех остальных главнейших отечественных и зарубежных месторождений вермикулита — Инаглинского на Алдане, месторождений Красноярского края и Казахстана, месторождений Лулекоп, Палабора в Трансваале (Schwellnus, 1938; Gevers, 1949) для месторождений Восточного Египта (Amin, Afia, 1954), Канады (Bruee, 1952), Индии (Dey, 1954; Roy, 1954), Австралии и других областей мира. На всех перечисленных месторождениях вермикулита, несмотря на частое рассмотрение их как гидротермальных, судя по описаниям, определенно присутствует кора выветривания и степень вермикулитизации слюд с глубиной убывает. Таким образом, к настоящему времени есть все основания рассматривать все главнейшие вермикулитовые месторождения мира как образования, возникшие в результате наложения процессов коры выветривания на ранее сформированные месторождения флогопита и биотита разного генезиса.

Последний вывод имеет весьма большое не только теоретическое, но и практическое значение. Он позволяет не только более уверенно и целеустремленно направить поиски на этот вид весьма ценного полезного ископаемого и более определенно производить его разведку и оценку, но и научно обоснованно говорить о промышленной значимости материнских для вермикулитов слюд, представленных флогопитом (Токмаков, 1960_{1-3}).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные выше данные по вермикулитово-флогопитовым месторождениям в комплексе ультраосновных-щелочных пород Кольского полуострова и Урала, а также критический обзор материалов по другим главнейшим отечественным и зарубежным месторождениям вермикулита, позволяет сделать следующие. выводы.

1. В образовании вермикулитовых месторождений следует резко различать два этапа: возникновение негидратированной слюды биотитово-флогопитового ряда в эндогенных условиях и последующую ее гидратацию (вермикулитизацию) в экзогенных условиях при наложении кор выветривания.

2. Первичное эндогенное ослюденение в рассматриваемых ультраосновных-щелочных формациях пород локализуется в тектонически ос-

лабленных областях, метасоматически измененных ультраосновных пород в зонах контакта их со щелочными породами. В значительных по размерам щелочных-ультраосновных массивах кольцевого строения наибольшее ослюденение приурочено к периферическим областям внутренних «ядер» ультраосновных пород вблизи контакта с окружающими их щелочными породами или к внутренним частям ультраосновных пород при условии наличия в них тектонически ослабленных зон с внедрениями щелочной магмы.

3. Низкая железистость исходных для слюд ультраосновных пород, как правило, приводит к возникновению маложелезистых слюд флогопитового ряда, могущих иметь самостоятельный промышленный интерес.

4. Среди всех известных генетических типов вермикулитовых месторождений месторождения в ультраосновных-щелочных формациях отличаются наибольшими масштабами ослюденения (до десятков миллионов тонн), высоким качеством и значительной концентрацией вермикулита на единицу объема. Ниже зоны коры выветривания в месторождениях вермикулита этого типа часто большой самостоятельный промышленный интерес могут иметь негидратированные флогопиты. Поиски и освоение месторождений этого типа следует считать первоочередными.

5. При поисках новых и освоении уже известных месторождений вермикулита особое внимание следует уделять наличию кор выветривания и выявлению их пространственного положения, учитывая, что распределение вермикулита контролируется особенностями пространственного положения самих кор выветривания.

6. При поисках месторождений вермикулита следует особо обращать внимание на возможность выявлений новых генетических типов вермикулита, исходя из того, что любые значительные по своим масштабам и концентрации скопления магнезиально-железистых слюд при условии наложения на них кор выветривания могут привести к возникновению промышленно ценных вермикулитовых месторождений. Такими скоплениями магнезиально-железистых слюд, в частности, могут оказаться фенитизированные зоны щелочных массивов, толщи различных гнейсов и сланцев с интенсивным магнезиально-железистым ослюденением и т. п. На возможную промышленную ценность таких образований на примере Ковдорского месторождения в свое время обращал внимание А. П. Афанасьев (1959).

7. Поиски вермикулитовых месторождений при прочих равных условиях в первую очередь следует направить в районы развития древних кор выветривания.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР

П. П. Боровиков, И. А. Львова

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРМИКУЛИТА, ИХ ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ И НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

ВВЕДЕНИЕ

Высокие темпы развития строительной индустрии вызывают бурный рост потребности в звукоизоляционных и теплоизоляционных материалах, различных легких наполнителях бетона и других строительных смесях. Вермикулит представляет один из лучших наполнителей.

Вермикулитом в промышленности называют гидратированные слюды магнезиально-железистого ряда, обладающие способностью вспучиваться после обжига при температуре от 800 до 900° и увеличиваться в объеме в 20—30 и даже 40 раз. При этом хорошо вспучивается чешуйка слюды размером от 0,5 *мм* и крупнее. Обожженный вспученный вермикулит имеет объемный вес от 50—100 до 400—500 *кг/м*^{3} и представляет один из самых легких естественных материалов. Он характеризуется большой огнестойкостью (температура плавления 1400°) и исключительно высокими тепло- и звукоизоляционными свойствами.

Помимо использования вермикулита в строительных материалах (плиты и различные фасонные изделия, скорлупы, трубы и др.) обожженный вермикулит, спрессованный с асбестом и различными вяжущими материалами, применяется в судостроительной промышленности, в тепловой изоляции газовых турбин и т. д.

Применение вермикулита в крупноблочных сооружениях позволяет не только резко улучшать звуко- и теплоизоляционные свойства стен и перегородок, но и резко удешевлять стоимость строительства. Между тем используются легковесные наполнители очень слабо. В связи с этим вермикулит, давно известный и как минерал и как полезное ископаемое, все еще считается новым видом сырья в промышленности. Сырьевая база и добыча этого полезного ископаемого у нас еще практически не организованы, в связи с чем и изучен он весьма слабо. Закономерности пространственного размещения вермикулитовых месторождений известны пока еще в самой общей форме. Скопления этого минерала образуются в разных геологических условиях. Они приурочены к сложным массивам ультраосновных и щелочных пород, к комплексам измененных карбонатных пород, отмечаются в реакционных оторочках разных месторождений и в слюдяных метаморфических породах. Зоны вермикулитизации пространственно совпадают с зонами тектонических нарушений и с корой выветривания.

Вермикулит возникает в результате гидратации магнезиально-железистых слюд — флогопита и биотита, значительно реже за счет амфиболов и других минералов. При этом флогопит и биотит сами часто представляют

продукты преобразования пироксенов, амфиболов и других магнезиальных силикатов.

Процесс гидратации слюд, по-видимому, может быть гидротермальным и экзогенным, но в обоих случаях он обычно не достигает полного развития. Вследствие этого пачки слюды, условно называемой вермикулитом, представлены агрегатом минералов смешанно-слоистой структуры с чередованием слоев гидробиотита или гидрофлогопита со слоями типичного вермикулита — минерала, характеризующегося высоким содержанием воды (до 20%), отсутствием щелочей Na и K, переходом закисного железа в окисное. При таком пестром составе пачек гидратированной слюды сильно колеблется объемный вес обожженного вспученного материала (от 50 до 500 *кг/м*^{3} и более), что имеет существенное значение для потребляющих его отраслей промышленности. Более подвержен гидратизации флогопит, который нередко нацело превращен в вермикулит.

Вермикулитовые руды содержат различное количество гидратированной слюды — от нескольких процентов до 75—85% и более. В среднем на крупных отечественных и зарубежных месторождениях содержание вермикулита в руде колеблется от 5 до 10—15%.

На многих крупных месторождениях вермикулита развита кора выветривания мощностью до 80—100 *м*. Руда здесь представлена продуктами выветривания ультраосновных пород: дресвой, песчаной и землистой массой, в которой заключены чешуйки, пластинки и пачки гидратированной слюды, размером от десятых долей миллиметра до нескольких дециметров в поперечнике.

Месторождения и проявления вермикулита в СССР известны на Кольском полуострове, на Урале, в Приморье, в Красноярском крае, в Казахстане, в Алданском флогопитоносном районе, в Армении, на Украине и в других местах. Наиболее крупными и разведанными из них являются Ковдорское и Африкандское месторождения на Кольском полуострове, Кокшаровское месторождение в Приморье и Булдымское на Урале.

За рубежом наиболее крупными запасами обладают месторождения вермикулита в США: Либби в штате Монтана, Дей-Бук в Северной Каролине, Алано в Техасе и Карбон-Коунт в штате Вайоминг, а также в Южной Африке — Лулекопское месторождение.

Предварительные данные по изучению известных отечественных и зарубежных месторождений вермикулитовых руд позволяет выделить следующие генетические типы месторождений.

1. Месторождения в комплексах ультраосновных-щелочных пород: а) месторождения в зонах, тектонически нарушенных и измененных гидротермальными процессами и выветриванием пород; б) месторождения, приуроченные к коре выветривания пироксенитов, рассеченных дайками более поздних щелочных пород; в) линзообразные и жильные залежи гидробиотита и вермикулита, приуроченные к зонам тектонических нарушений в серпентинитах.

2. Месторождения в комплексах измененных карбонатных пород: а) месторождения в диопсидовых породах, образованных на контактах доломитов с кислыми породами; б) проявления в диопсидовых породах, образованных на контактах доломитов с породами основного состава; в) проявления в кальцифирах.

3. Проявления вермикулита в реакционных оторочках пегматитов, тальковых, корундовых, асбестовых и других месторождений в серпентинитах.

4. Проявления в слюдяных гнейсах и других метаморфических породах.

Ниже приводится краткая характеристика выделенных генетических групп.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КОМПЛЕКСАХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Месторождения этой группы генетически связаны с платформенными интрузиями ультраосновных и щелочных пород, залегающих среди древних метаморфических пород в виде небольших тел площадью 25—40 *км²* и нередко имеющих сложное конически-кольцевое строение. В большинстве подобных интрузий центральная часть массива сложена ультраосновными породами — оливинитами, пироксенитами, перидотитами, а краевые зоны представлены щелочными породами ийолит-мельтейгитовой серии, а также нефелиновыми сиенитами. Кроме того, щелочные породы развиты в виде даек, жил и прожилков, секущих все породы массива.

Все породы этого комплекса характеризуются резкой недосыщенностью кремнекислотой и глиноземом, высоким содержанием фемических окислов и окиси титана, значительным преобладанием калия над натрием и магния над кальцием, что позволяет их рассматривать как производные ультращелочной магмы. Щелочные породы представлены не только интрузивными образованиями, но нередко являются продуктами метасоматической переработки первичных ультраосновных пород.

Процессы метасоматоза, перекристаллизации, гидротермального изменения вмещающих пород, связанные с постмагматическими растворами щелочного состава, пользуются здесь широким развитием. С их деятельностью связано образование слюд — биотита и флогопита.

Участки, обогащенные чешуйками, пластинками и пачками слюды, приурочены главным образом к контактам ультраосновных и щелочных пород, где они развиты сериями коротких зон и гнезд в рыхлых (раздробленных и выветрелых) ультраосновных и реже щелочных породах.

Месторождения этой группы имеют главное промышленное значение и содержат наиболее крупные запасы вермикулитовых руд, исчисляемые миллионами и десятками миллионов тонн. Они характеризуются обычно благоприятными горнотехническими и гидрогеологическими условиями, так как залежи рыхлых руд выходят непосредственно на дневную поверхность, составляя кору выветривания.

Руды обычно хорошо обогащаются воздушной сепарацией и методом отсадки и концентрации на столах с извлечением вермикулита до 85—90% и содержанием последнего в концентрате в среднем 85—95%.

Условия образования и качество слюды месторождений этой группы различны.

М е с т о р о ж д е н и я   п е р в о й   п о д г р у п п ы. Исходным материалом для образования гидратизированных слюд здесь служит флогопит и в меньшей степени биотит. При этом концентрации флогопита на глубине ниже коры выветривания часто имеют самостоятельное промышленное значение. Месторождения этой подгруппы дают вермикулит высокого качества. Объемный вес обожженных вспученных пачек слюды колеблется здесь от 50 до 300 *кг/м³* и в среднем равен 100—200 *кг/м³*. Содержание слюды в руде 10—15%. Коэффициент вспучивания колеблется от 10 до 15 и более.

К этому генетическому типу относятся месторождения Кольского полуострова (Ковдорское, Африкандское, Лесная Варака и др.), района Гулинского флогопитоносного поля. Из зарубежных к этой подгруппе можно отнести месторождения Лулекоп и Уганда в Южной Африке. У нас в Союзе наиболее изучены месторождения Кольского полуострова, выявленные и разведанные в 1955—1959 гг. Северо-Западным геологическим управлением и бывшими трестами Ленгеолслюда и Ленгеолнеруд. Эти месторождения генетически связаны с каледонскими ультраосновными и

щелочными интрузиями платформенного типа, развитыми в глубоко метаморфизованных толщах гнейсов и гранито-гнейсов архейского возраста.

К одной из таких интрузий приурочено наиболее крупное и лучше других изученное Ковдорское месторождение вермикулитовых руд (фиг. 1), на примере которого можно рассмотреть условия локализации вермикулита в первой генетической подгруппе.

Массив Ковдорской интрузии занимает площадь около 40 *км* и имеет кольцевое строение. Массив залегает в гранито-гнейсах архейского возраста, в фенитизированных контактных зонах. Во внутренней части массива развиты ультраосновные породы — оливиниты, перидотиты и пироксениты; они занимают площадь около 15 *км*². Внешние зоны массива представлены щелочными породами ийолит-мельтейгитовой серии, турьяитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами.

Для Ковдорского месторождения характерно слабое развитие серпентинизации ультраосновных пород, выраженной в образовании прожилков и жил сунгулита (кольскита). При этом В. И. Терновым установлено, что участки, наиболее обогащенные слюдой, бедны прожилками кольскита, и, наоборот, при более широком развитии серпентинизации содержание слюд падает. Местами слюды замещаются кольскитом. Слабая серпентинизация ультраосновных пород на Ковдорском месторождении объясняется А. А. Кухаренко (1958) щелочным характером постмагматических растворов.

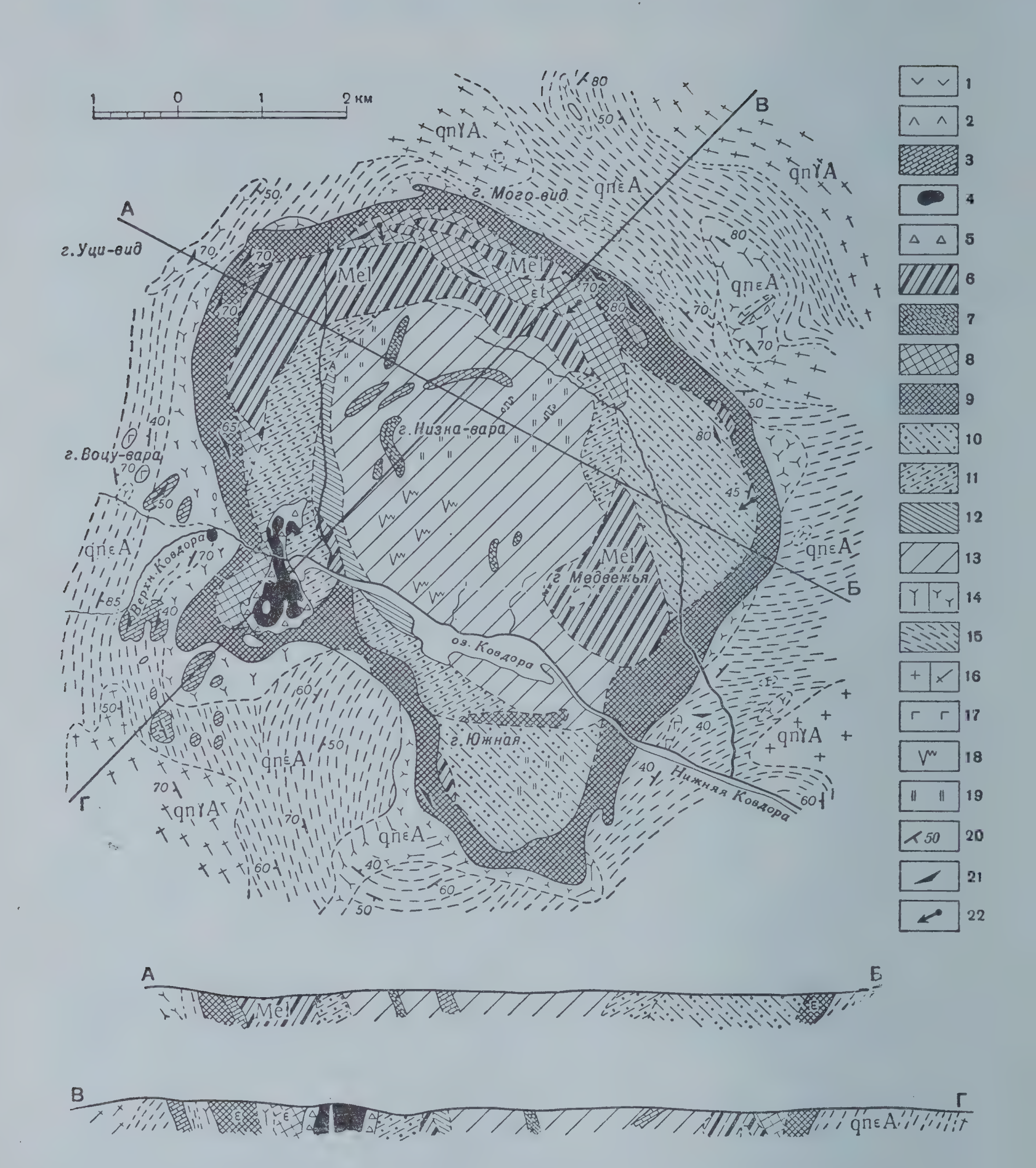
Флогопит, биотит и продукты их изменений — гидратизированные слюды, широко развиты во всех разностях пород Ковдорского массива, включая и комплекс пород Ено-Ковдорского железорудного месторождения. В. И. Терновой выделяет здесь четыре разновидности гидратизированных слюд:

1) серебристо-черная, иногда зеленовато-черная, черная или темнозеленая слюда биотитово-флогопитового ряда; 2) золотисто-коричневый вермикулит; 3) густо-зеленый флогопит; 4) золотисто-коричневая мелкочешуйчатая слюда, по своим свойствам отвечающая вермикулиту. Практическое значение имеют две первые разновидности слюд.

Распределение слюды в породах Ковдорского массива крайне неравномерно. Частично она вкраплена в породах в виде мелких чешуек и пластинок, частично образует скопления в гнездах, жилах, линзах и телах неправильной формы, нередко с расплывчатыми контактами. Размещение этих тел подчинено системе тектонической трещиноватости, которая в свою очередь определяется концентрически-зональным строением массива. Участки же наибольших скоплений таких рудных тел приурочены к одной прямолинейной зоне тектонических нарушений, секущей весь массив в субмеридиональном направлении. В пределах этой зоны, занимающей площадь около 10 *км*², наиболее развиты и процессы выветривания, в результате которых слагающие массив породы дезинтегрированы и превращены в дресву и рыхлую землистую массу. Мощность коры выветривания достигает 70—80 *м* и более.

Многочисленные обогащенные слюдой участки в этой зоне расположены так близко друг к другу, что вся включающая их масса горной породы представляет руду, содержание гидратированной слюды в которой колеблется от 1 до 50%, в среднем составляя 10—15%.

При оценке Ковдорского месторождения следует различать общее ослюденение пород и распределение гидратированных слюд. Наиболее интенсивное ослюденение наблюдается в краевых частях полосы ультраосновных пород, где преобладают оливиниты и перидотиты. Содержание слюды здесь на отдельных участках достигает 20—30% и более, вплоть до образования тел типичных слюдитов мощностью до 1,5—2 *м*. Степень же



Фиг. 1. Схема геологического строения Ковдорского ультраосновного-щелочного массива, по Н. А. Волотовской и О. М. Римской-Корсаковой

1—13 — палеозойский интрузивный комплекс: *1* — пойкилитовые и трахитоидные нефелиновые сиениты, *2* — трахитоидные ийолиты, *3* — карбонатиты, *4* — магнетитовые руды, *5* — апатитово-форстеритовые, флогопитово-апатитово-форстеритовые и форстеритовые породы, *6* — турьяиты, пироксеновые турьяиты, мелилититы и монтичеллитово-мелилитовые породы, *7* — жильные ийолиты, *8* — крупнозернистые ийолиты, частично ийолит-уртиты, *9* — мелкозернистые ийолиты, ийолит-мельтейгиты и мельтейгиты, *10* — нефелиновые пироксениты, частично мельтейгиты, *11* — пироксениты, *12* — перидотиты, *13* — оливиниты; *14—17* — нижнеархейские метаморфические и изверженные породы: *14* — интенсивно фенитизированные гнейсы и гранито-гнейсы, *15* — те же, слабо фенитизированные, *16* — гранитоиды (*а* — гнейсо-граниты, *б* — олигоклазовые граниты, местами слабо фенитизированные), *17* — амфиболиты; *18* — зоны сунгулитизированных оливинитов; *19* — участки интенсивной флогопитизации и вермикулитизации; *20* — элементы залегания пород архейской толщи, *21* — ориентировка трахитоидности и полосчатости в изверженных породах; *22* — ориентировка линейности

гидратизации слюды наибольшая в центре массива ультраосновных пород, непосредственно в зоне тектонически нарушенных оливинитов, превращенных в брекчированные сунгулитизированные разности. Здесь слюды почти полностью превращены в золотисто-коричневый вермикулит и местами в сунгулит.

По данным В. И. Тернового и нашим наблюдениям, степень гидратации флогопита в главной тектонической зоне не зависит от глубины и физических свойств породы: разрушена ли она в песок и дресву или монолитна. Однако практически главная масса вермикулита в полосе сунгулитизированных оливинитов сосредоточена в разрушенных породах коры выветривания, мощность которой колеблется от 5 до 80—90 *м*, составляя в среднем около 20 *м*. В значительном удалении от полосы сунгулитизированных оливинитов в тех же разрушенных выветриванием породах гидратизация слюд ничтожна и не имеет практического значения.

Размеры кристаллов слюды различны и колеблются от долей миллиметра до 60 *см* в поперечнике. Не менее 75% слюды представлено табличками и чешуйками размером менее 3 *мм*, вкрапленными в породу более или менее равномерно. Крупные пачки слюды обычно образуют гнезда, жило- и линзообразные скопления разных размеров, приуроченные к участкам перекристаллизованных ультраосновных пород — оливинитов, перидотитов, кальцитово-диопсидовых и других пород пегматоидной структуры.

Содержание слюды колеблется от долей процента до 30—40%. При этом, как отмечает В. М. Терновой, в зоне шириной 500—1000 *м*, прилегающей к сунгулитизированным оливинитам, среднее содержание слюды не превышает 2—4%, в то время как на участках наибольшего ослюденения в краевых зонах массива ультраосновных пород оно составляет в среднем 15—20%.

С глубиной содержание и размеры кристаллов слюды не уменьшаются, а гидратация постепенно падает. По данным скважин колонкового бурения в интервале от 40 до 140 *м* в монолитных ультраосновных породах сравнительно широко развиты перекристаллизованные оливиниты и пироксениты пегматоидной структуры, содержащие негидратированный флогопит. Содержание крупнопластинчатого флогопита в таких линзо- и жилообразных телах достигает промышленных размеров. Следует, однако, указать, что качество флогопита Ковдорского месторождения еще не изучено, и есть серьезные основания считать, что оно будет невысоким. Вся слюда Ковдорского массива характеризуется сильной деформацией кристаллов, что вызвано неоднократно повторяющимися здесь тектоническими подвижками и наложенной на флогопит поздней минерализацией.

Прогнозные запасы гидратированных слюд по всему Ковдорскому массиву определены Северо-Западным геологическим управлением в 50—60 млн. *т*, в том числе запасы вермикулита 1 сорта — не менее 15 млн. *т*. Среднее содержание слюды на детально разведанном участке составляет около 15%, в том числе вермикулита 1 сорта — 5%. Качество вермикулита различно. Обожженный золотисто-коричневый вермикулит, образованный из флогопита, имеет объемный вес от 80 до 200 *кг/м*^{3}, в среднем 120—150 *кг/м*^{3}. Темноокрашенные, обычно менее гидратированные слюды вспучиваются слабее. Их объемный вес после обжига колеблется от 250 до 400 *кг/м*^{3}.

Таким образом, при рассмотрении генезиса вермикулита в комплексах ультраосновных-щелочных пород следует различать два момента — процесс образования первичных негидратированных слюд и процесс образования за их счет вермикулита. Негидратизированные слюды биотитово-флогопитового ряда возникают здесь в результате перекристал-

лизации и метасоматической переработки минералов ультраосновных пород — оливина и пироксена под воздействием щелочных растворов, связанных с материнской магмой комплекса.

Более поздний процесс перехода этих слюд в вермикулит связан с растворами иного характера, о природе и источнике которых в отечественной и зарубежной литературе существует две точки зрения. Согласно одной из них, эти растворы являются постмагматическими гидротермальными, согласно другой, гидратизация слюд протекает в результате инфильтрации грунтовых вод в коре выветривания.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал, а также обзор литературы по зарубежным месторождениям вермикулита, в том числе и наиболее крупным из них (Либби в США и Лулекоп в Южной Африке), не позволяют пока однозначно решить этот вопрос. Некоторые факты достаточно убедительно объясняются с позиций гидротермальной теории.

Во всех промышленных скоплениях вермикулита на месторождениях первой подгруппы (Ковдорском и других) присутствует серия типично гидротермальных минералов: антигорит, хризотил, серпофит, актинолит, тальк, хлорит, иддингсит, кольскит. При этом наблюдается замещение последним вермикулита, что особенно ясно выражено на месторождениях Кольского полуострова.

На Ковдорском месторождении установлено наличие вермикулита в монолитных породах на глубине 80 *м* и более в отсутствие его в некоторых поверхностных участках зоны выветривания, где развит негидратированный флогопит. В железорудной залежи Ковдорского месторождения присутствует два типа слюд: негидратированный флогопит встречается в зоне дезинтеграции на всю ее мощность около 120 *м* и вермикулит — в виде тонких прожилков в этой же зоне.

С другой стороны, имеются и такие факты, которые свидетельствуют в гипергенном характере образований некоторых вермикулитовых руд месторождений первой подгруппы. Промышленные скопления вермикулита обычно приурочены к зоне рыхлых дезинтегрированных пород коры выветривания. По мере выхода из этой зоны степень гидратизации слюд резко падает, хотя и не прекращается, как это показано выше. Некоторые разновидности гидратированных слюд на Ковдорском месторождении, особенно широко развитые в верхних горизонтах залежи, представлены крайне неравномерно гидратированной слюдой флогопит-биотитового ряда. Эта же слюда в монолитных породах практически совсем не гидратирована.

Бассет (Bassett, 1959) в результате специальных исследований установил, что вермикулит может быть получен при обработке биотита солянокислыми растворами разной концентрации как при температурах 70—100°, так и при комнатных температурах. Но наличие в растворах даже ничтожного количества щелочей препятствует течению этого процесса. С. С. Морозов, изучавший изменение химического состава гранита, базальта, роговой обманки, микроклина, ортоклаза, флогопита в результате воздействия на эти породы и минералы углекислых растворов, показал, что флогопит наиболее легко поддается выщелачиванию. При этом происходит вынос из флогопита до 10% его составных частей и особенно активно выносятся щелочи калия и натрия.

Анализ изложенного выше фактического материала приводит к выводу, что образование вермикулитовых руд на месторождениях первой подгруппы происходило, по-видимому, как гидротермальным путем, так и в результате инфильтрации грунтовых вод, так как оба процесса могут привести в известных условиях к гидратизации флогопита и биотита, выносу

Na и K, окислению закисного железа до трехвалентной формы, т. е. к процессу полной или частичной вермикулитизации слюд. При этом большая часть вермикулитовых руд, представленных здесь гидрофлогопитом и вермикулитом, образовалась, несомненно, с участием гидротермальных растворов. Меньшая часть гидратированных слюд в верхних горизонтах месторождений обязана своим происхождением экзогенным процессам в коре выветривания ультраосновных пород.

Месторождения первой подгруппы имеют наибольшее практическое значение по сравнению с другими месторождениями вермикулита. Они являются комплексными (флогопит, вермикулит, возможно, огнеупорное сырье), характеризуются крупными запасами гидратированных слюд и высоким их качеством, обычно благоприятными горнотехническими и гидрогеологическими условиями.

Месторождения второй подгруппы представлены преимущественно гидратированным в различной степени биотитом: от неизмененного и слабо гидратированного биотита до почти чистого вермикулита.

Месторождения этого генетического типа известны в СССР в Приморье — Кокшаровское и другие, в Казахстане — Дубровское, а за рубежом к этой подгруппе можно отнести месторождение Либби в США.

Поисковыми и разведочными работами Приморского геологического управления выявлены четыре участка развития вермикулитовых руд на Кокшаровском месторождении, расположенном в Чугуевском районе Приморского края.

Все четыре участка расположены в сходных геологических условиях. Залежи вермикулитовых руд приурочены к массивам изверженных пород, по составу близким к пироксенитам. Эти массивы вытянуты в север-северо-восточном направлении и имеют размеры от 0,2 до 3,5 *км*².

Пироксениты рассечены многочисленными дайками щелочных пород, имеющих тоже север-северо-восточное простирание и падение на юго-запад под углом от 50 до 80°. Мощность даек колеблется от нескольких сантиметров до 2 *м*, прослеженная длина по простиранию — до 60 *м*. Вмещающей для пироксенитов служит толща эффузивно-осадочных образований каменноугольного возраста, в которой отмечаются линзообразные тела карбонатных пород. Массивы пироксенитов имеют секущий контакт с вмещающими осадочными породами.

Пироксениты содержат большое количество слюды, представленной биотитом и вермикулит-биотитом. Образование биотита происходило в результате замещения пироксенов под воздействием постмагматических щелочных растворов, следующих за внедрением даек щелочных пород.

На всех четырех участках широко развита кора выветривания коренных пород, мощность которой колеблется от 5—8 до 30—40 *м* и более. Породы в коре выветривания разрушены и изменены в разной степени. В самых верхних зонах под растительным слоем и до глубины в среднем 3 *м* пироксениты превращены в рыхлую землистоглинистую массу. Ниже, до глубины в среднем 15 *м*, породы дезинтегрированы до дресвы и грубозернистых песков. Еще ниже они превращены в щебенку. Переходы указанных зон изменения пироксенитов постепенные в горизонтальном и вертикальном направлениях. В нижних зонах коры выветривания обычно хорошо сохраняются первичные структуры коренных пород. Породы дайкового комплекса в коре выветривания изменены значительно меньше и даже в самых верхних горизонтах они дезинтегрированы лишь до состояния щебенки.

Залежи вермикулитовых руд развиты не на всей площади пироксенитовых массивов. Наиболее крупные из них имеют разведанную площадь до 0,33 *км*².

Слюда представлена биотитом, гидратированным в различной степени. В верхних зонах коры выветривания процессы вермикулитизации проявлены наиболее сильно, здесь слюда почти нацело превращена в вермикулит. По мере удаления от поверхности степень гидратации биотита постепенно уменьшается, и в нижних зонах коры выветривания, в среднем с глубины 15 *м* в пироксените развит негидратированный биотит.

Размеры пластинок слюды колеблются от 0,5 *мм* и менее до 5—8 *см* с преобладанием промышленно ценных фракций: от 1—2 *мм* до 1—2 *см.*

Слюда присутствует в пироксенитах почти всюду, но промышленные ее скопления локализованы в залежах, имеющих форму гнезд, линзообразных тел, реже прожилков. Размеры этих скоплений различны — от дециметров до 30 *м.* Подавляющее большинство из них вытянуто согласно с простиранием вмещающих их пироксенитовых массивов.

Содержание биотитово-вермикулитовых слюд в этих рудных телах колеблется от 1—2 до 30%, а в отдельных небольших по размерам гнездах и до 60—70%. Среднее содержание биотит-вермикулита 7,64%, что отвечает кондициям, утвержденным для Ковдорского месторождения. Качество вермикулита по данным исследований 550 проб, проведенных лабораторией Дальневосточного политехнического института, вполне удовлетворяет существующим требованиям промышленности.

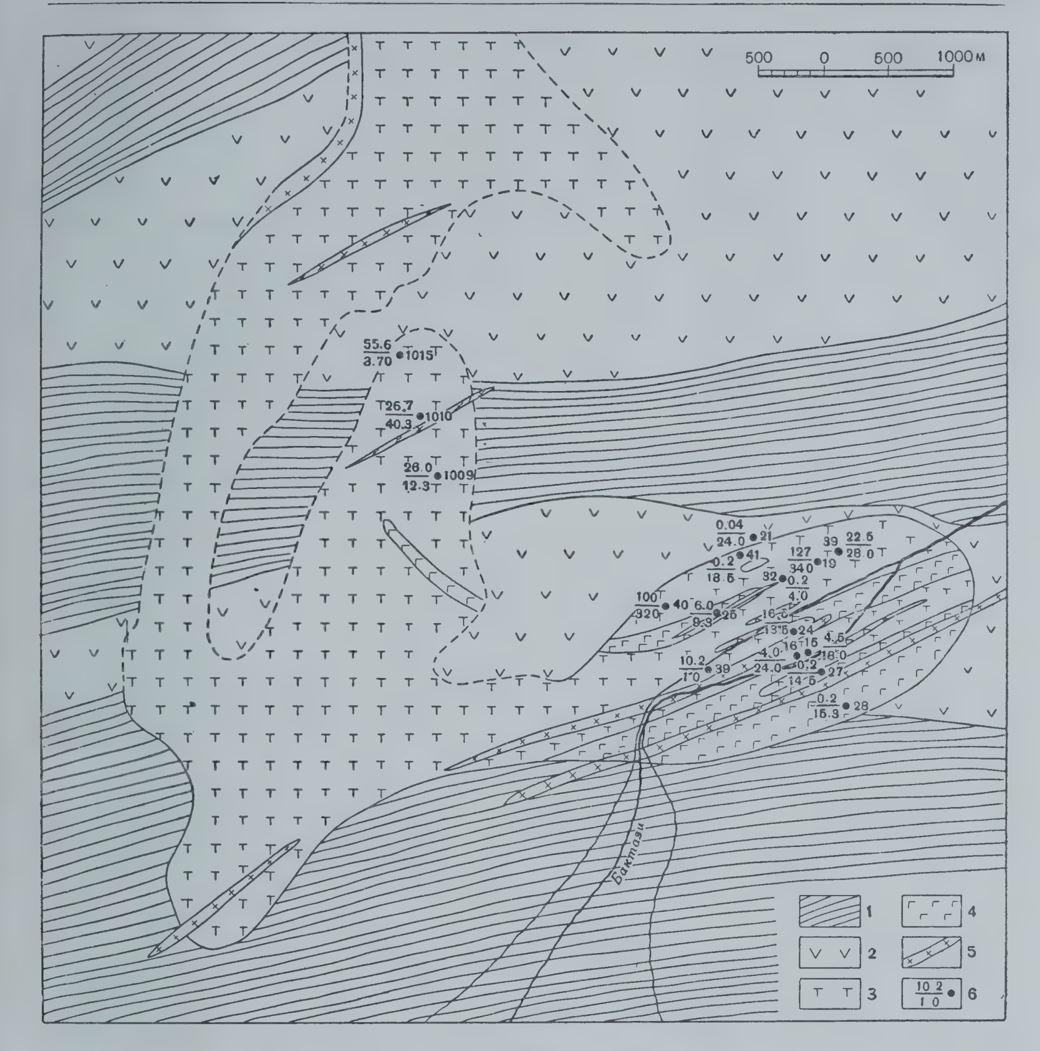
На участке кл. Масленникова выделяется зона разлома, к которой пространственно приурочены наиболее дезинтегрированные пироксениты коры выветривания и наибольшие скопления вермикулитовых руд. Эта тектоническая зона вытягивается согласно с общим простиранием пироксенитового массива, в север-северо-восточном направлении и фиксируется дроблением пироксенитов, вплоть до образования участков брекчированных и грубо рассланцованных пород, наиболее сильными гидротермальными и экзогенными изменениями пироксенитов и положением в них даек щелочных пород и залежей вермикулитовых руд. В пределах этой зоны широко развита также тектоническая трещиноватость, выраженная многочисленными следами подвижек различной формы и возраста. Контуры тектонической зоны еще не установлены. Южная и северная ее границы скрыты под мощными современными отложениями долин ключей Масленникова и Калугина.

В результате проведенных разведочных работ на участке ключа Масленникова и Гарнизонном участке выявлены промышленные запасы вермикулита в количестве около 850 тыс. *т.* Общие прогнозные запасы Кокшаровского месторождения оцениваются не менее чем в 1,5—2 млн. *т.* Месторождение, несомненно, имеет крупное промышлеенное значение для Дальнего Востока.

Из других месторождений второй подгруппы следует отметить Дубровское месторождение вермикулитовых руд в Северном Казахстане (Кокчетавская область). Дубровский интрузивный массив ультраосновных пород характеризуется широким развитием в нем вермикулитовых руд в коре выветривания пироксенитов (фиг. 2). Средняя мощность коры выветривания составляет здесь по данным скважин колонкового бурения около 30 *м.*

Распространение чешуек и пластинок гидратированной слюды неравномерное и в среднем также невысокое. Объемный вес обожженной вермикулитовой крошки колеблется от 158 до 255 *кг/м*³. Ориентировочные запасы вермикулита составляют 1,6 млн. *т*, при среднем содержании минерала в руде 3%.

Месторождения второй подгруппы, по-видимому, также имеют смешанный генезис. Так, на Кокшаровском месторождении отмечено, что вермикулитовые слюды развиты не на всю мощность дезинтегрированных

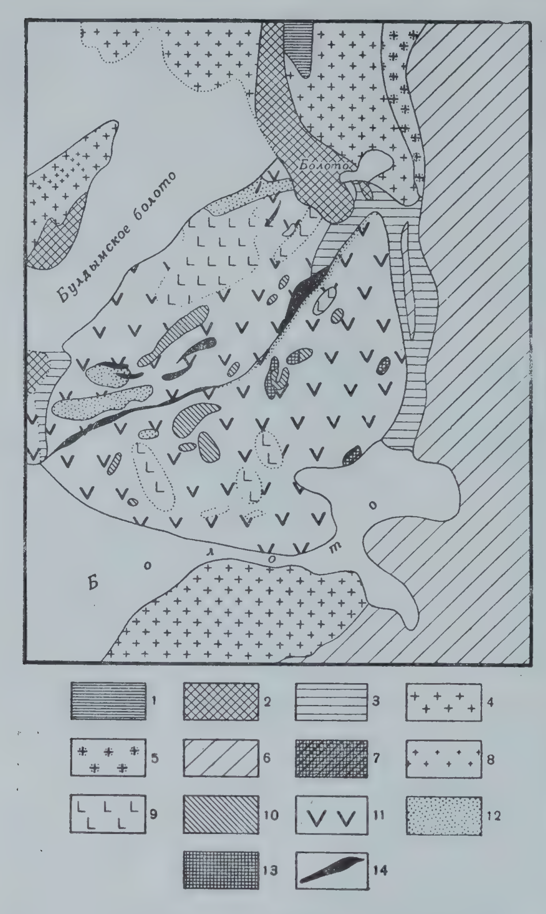


Фиг. 2. Схема геологического строения Дубровского массива ультраосновных пород, по Ю. Д. Пивенштейну

1—2 — кембрийская осадочно-эффузивная толща: *1* — кремнистые и кремнисто-серицитовые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками, *2* — пироксеновые порфириты; *3* — пироксениты; *4* — габбро; *5* — дайки лампрофиров; *6* — скважины, встретившие вермикулит (цифры в знаменателе — мощность коры выветривания)

пород и наиболее гидратированы в верхних горизонтах залежей, что указывает на гипергенный характер их образования. Но вермикулит здесь встречается также в монолитных щелочных породах ниже зоны выветривания, что позволяет относить его к продуктам гидротермальных изменений биотита.

Месторождения третьей подгруппы образуются в серпентинизированных ультраосновных породах, залегающих вблизи массивов щелочных интрузий. Они приурочены к линейным зонам тектонически нарушенных и гидротермально измененных пород, менее подвергнутых выветриванию, чем на месторождениях первой и второй подгрупп. К этому генетическому типу относятся Булдымское, Нижнебаранчинское, Каслинское и другие месторождения Урала. Все они генетически связаны с ультраосновными породами и более молодыми щелочными интрузиями



Фиг. 3. Схема геологического строения Булдымского месторождения вермикулита, по В. В. Белову, 1934 г.

1 — кварциты; *2* — амфиболиты; *3* — ослюденелые амфиболиты; *4* — гранито-гнейсы; *5* — щелочные гранито-гнейсы; *6* — щелочные и нефелиновые сиениты; *7* — дайки известково-силикатных пород; *8* — пегматитовые и аплитовые жилы; *9* — перидотиты; *10* — актинолитово-хлоритовые породы; *11* — серпентиниты; *12* — окремнелые породы; *13* — роговообманковые породы; *14* — биотитово-вермикулитовые жилы

Ильмено-Вишневогорского комплекса.

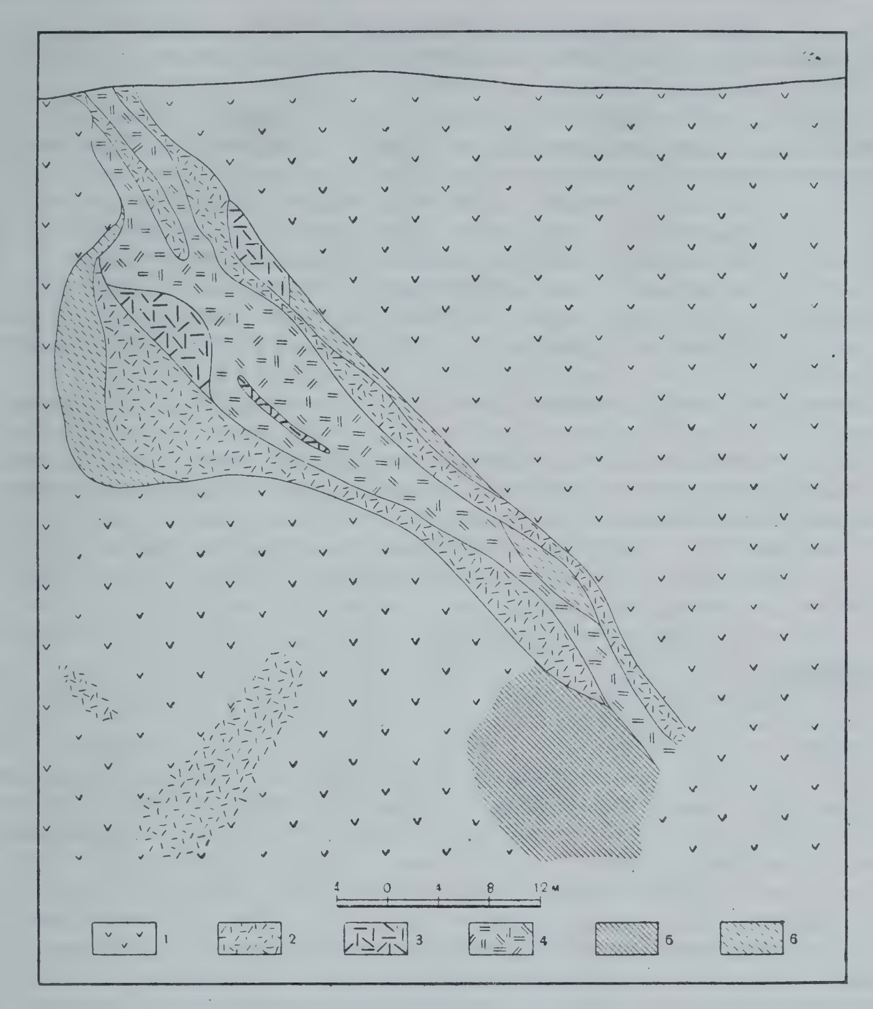
Наиболее крупное из них Булдымское месторождение содержит девять залежей гидратированных слюд, приуроченных к серпентинизированным ультраосновным или роговообманковым породам, продуктам изменения пироксенитов под воздействием флюидов щелочной магмы (фиг. 3). Массив серпентинитов Булдымского месторождения представлен крупным межформационным или внутриформационным телом длиной до 1 *км*, раздробленным тектоническими нарушениями, которые являются рудовмещающими для залежей гидратированных слюд.

Залежи гидратированных слюд имеют форму жил и линзообразных тел. Размеры их колеблются: длина от 15—20 до 300—350 *м*, мощность — от 1 до 25 *м*, в среднем 5—7 *м*. Два наиболее крупных тела прослежены буровыми скважинами на глубину 40—50 *м*. Все эти рудные тела состоят практически из одной слюды, и в этом отношении они выгодно отличаются от месторождений Кольского полуострова и Приморья. Однако качество слюды здесь ниже. Пачки биотита гидратированы крайне неравномерно от неизмененного биотита до вермикулита. С поверхности и на глубине по данным буровых скважин отмечается закономерность в распределении пачек слюды в жиле: к центру жильного тела приурочены зоны более крупной и более гидратированной слюды; к периферии размеры слюды и степень ее гидратации уменьшаются (фиг. 4).

Вся слюда в жиле рассматривается как концентрат, не требующий обогащения, при условии отсортировки ее при добыче. В среднем объемный вес обожженной вспученной слюды равен 0,35—0,40.

На контактах залежей с серпентинитами развиты околожильные оторочки, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Породы в оторочках состоят из амфиболов и гидратированной слюды и нередко сильно окремнены.

Уральским геологическим управлением выявлены промышленные за-



Фиг. 4. Геологический разрез по жиле I Булдымского месторождения вермикулита, по Г. А. Лухминскому

1 — серпентиниты; *2* — биотит мелкочешуйчатый; *3* — биотит крупночешуйчатый; *4* — вермикулит; *5* — амфиболиты; *6* — роговообманковые породы

пасы гидратированной слюды в количестве около 140 тыс. *т*. Горнотехнические условия Булдымской группы месторождений менее благоприятны, чем на месторождениях Кольского полуострова. Ограниченное число рудных тел, удаленных друг от друга на сотни метров и более, небольшие запасы слюды в них, крутое падение залежей, слабое развитие процессов выветривания — все это осложняет эксплуатацию и не позволяет развить разработку широким фронтом с применением механизации очистных выработок.

Промышленное значение месторождений третьей подгруппы меньше, чем месторождений двух первых подгрупп. Однако выявленными запасами вермикулита отнюдь не ограничиваются возможности Урала. Благоприятные геологические условия для образования промышленных скоплений гидратированных слюд отмечаются во многих районах восточного склона Южного Урала в пределах развития ультраосновных и щелочных пород.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ ВЕРМИКУЛИТА В КОМПЛЕКСАХ ИЗМЕНЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ И АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Эта группа месторождений и проявлений пространственно и генетически связана с зонами диопсидовых пород, образующихся при реакциях обмена между карбонатными и алюмосиликатными породами с участием постмагматических растворов. При этом карбонатные породы получают SiO_2, Fe и, возможно, Al, отдавая в свою очередь Ca и Mg. Главной составной частью диопсидовых пород является моноклинный пироксен — диопсид, образующий иногда мономинеральную породу; обычно присутствуют шпинель, форстерит, магнетит, гранат, флогопит-вермикулит, паргасит, апатит, часто кальцит, тремолит-актинолит, эпидот, хлорит, плагиоклаз, скаполит.

Изучение взаимоотношений минералов показывает, что в большинстве случаев флогопит образуется позже диопсида, замещая его. Но иногда он образуется независимо от диопсида и одновременно с ним. По-видимому, это происходит в тех случаях, когда постмагматические растворы характеризуются повышенным содержанием K и Al.

О характере растворов, вызывающих вермикулитизацию флогопита на месторождениях этого типа, сейчас говорить еще трудно, так как разведочные работы на вермикулит пока ограничиваются приповерхностными горными выработками и поведение слюды на глубине остается невыясненным.

Месторождения вермикулита в диопсидовых породах, на контактах карбонатных и силикатных пород, представленных гранитами, гнейсами, сланцами, являются в основном флогопитовыми месторождениями, имеющими промышленное значение. У нас в Союзе они известны на Алдане, Памире, Забайкалье, Украине, за рубежом — в Канаде, на Мадагаскаре. Диопсидовые породы образуются за счет силикатных и карбонатных пород, но наиболее продуктивными являются первые. Для некоторых из флогопитовых месторождений этой подгруппы отмечаются процессы гидратации слюд, развитые в приповерхностных зонах и зонах разрывных нарушений, доступных для поверхностных вод. Флогопит глубоких горизонтов обычно не гидратирован. Специально на вермикулит эти месторождения не исследовались и заслуживающих внимания концентраций последнего пока не обнаружено.

Проявления вермикулита в диопсидовых породах, на контактах карбонатных пород породами основного состава представлены Размановским рудопроявлением вермикулита, расположенным в пределах Кутурчинского Белогорья (Восточный Саян). Оно приурочено к контакту сложного по составу Кутурчинского интрузивного массива габбро, сиенитов и гранитов с доломитизированными известняками. Известняки сохранились в виде небольших останцов среди габбро, представляющих краевую фацию интрузии. Флагопитоносные диопсидовые породы образуются главным образом по доломитизированным известнякам и в меньшей степени по габбро. Непосредственного воздействия габбро на карбонатные породы нигде не обнаруживается. Изменение тех и других, по-видимому, обусловлено воздействием на них растворов, связанных с более поздней интрузией щелочной магмы. Проявления последней обнаруживаются в пределах месторождения в виде даек и жил щелочных сиенитов, состоящих на 50% из микроклин-перита, а также из плагиоклаза-олигоклаза, эгирин-диопсида, сравнительно большого количества сфена, меньшего апатита.

Незначительная мощность этих тел, сравнительно небольшое их количество, а также малая площадь карбонатных пород (ксенолиты), повидимому, и являются причиной мелких масштабов оруденения флогопита и, следовательно, вермикулита, встречающихся в виде мелких гнезд и рассеянной вкрапленности. Оруденение вскрыто только неглубокими горными выработками, не выходящими за пределы зоны выветривания, вследствие чего характер его на глубине не ясен.

Проявления вермикулита в кальцифирах были встречены в некоторых участках Размановского месторождения. Это перекристаллизованные доломитизированные известняки, превращенные в крупнокристаллические кальцифиры, содержащие вкрапленность хорошо образованных кристаллов диопсида, флогопита, вермикулита и других минералов. Взаимоотношения минералов не указывают на замещение диопсида флогопитом, а говорят, скорее, об их одновременном образовании.

Иногда содержание вермикулита в кальцифирах бывает достаточно высоким (свыше 50, даже до 90%, по устному свидетельству геологов Красноярского управления). Однако тела эти имеют незначительные размеры и неравномерное распределение слюды в породе, а поэтому не могут представлять промышленного интереса.

ВЕРМИКУЛИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЖИЛЫ И РЕАКЦИОННЫЕ ОТОРОЧКИ ПЕГМАТИТОВ, КОРУНДОВЫХ, ТАЛЬКОВЫХ АСБЕСТОВЫХ И ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СЕРПЕНТИНИТАХ

Эти образования гидратированных слюд неоднократно описывались в литературе. Содержание вермикулита в таких околоконтактовых зонах достигает 80—90%, мощность оторочек несколько метров. Обычно же эта мощность измеряется несколькими сантиметрами. Но и при значительной мощности оторочек запасы вермикулита невелики и исчисляются в лучшем случае сотнями, реже несколькими тысячами тонн.

Вермикулит здесь развивается по биотиту или флогопиту в контактовых оторочках гранитных пегматитов, альбититов, плагиоклазитов, роговообманковых пород, залегающих в серпентинизированных гипербазитах. Иногда жильные тела отсутствуют, но сохраняется свойственная им зональность реакционных оторочек: непосредственно за жилой альбитита, плагиоклазита или пегматита следует слюдистая оторочка из вермикулита или гидратированного биотит-флогопита, которая сменяется амфиболовой оторочкой (обычно актинолитовой, затем тальковой) и, наконец, вмещающей ультраосновной породой.

Большинство исследователей объясняет происхождение таких реакционных зон десиликацией кислой магмы на контакте с ультраосновными породами. Образование вермикулита происходит, по-видимому, в самую низкотемпературную стадию этого сложного процесса.

К данному генетическому типу относятся проявления гидратированных слюд, открытые геологами ВСЕГЕИ в 1959 г. в Северном Прибалхашье, в Казахстане. Здесь, в пределах Итмурундинской зоны гипербазитов, на трех участках Кентерлауского массива серпентинитов, отмечаются околоконтактовые оторочки линзообразных тел различных интрузивных и метасоматических пород. Эти тела имеют небольшие размеры — от единиц до нескольких десятков метров в длину; мощность их колеблется от дециметров до 10 *м*, редко более. В узких зонах контактов серпентинитов с телами диоритов и гранодиоритов, плагиогранитов, гранит-аплитов, альбититов, жадеититов, роговообманковых и других пород здесь широко развиты гидротермально измененные породы. Серпентиниты

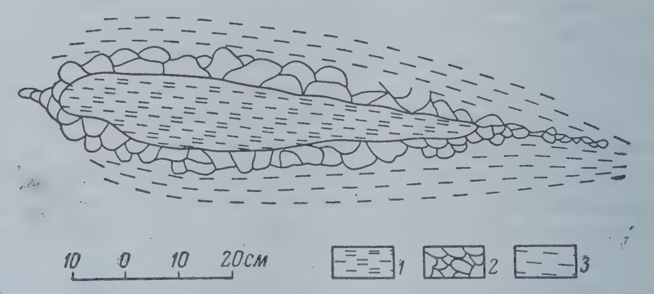
подверглись лиственитизации с образованием переходных зон от серпентинитов через тальково-карбонатные породы к типичным лиственитам. Они часто отальковaны и хлоритизированы или почти нацело замещены актинолитом и нередко изменены под воздействием натровых щелочных растворов.

Вермикулит в зонах гидротермально измененных пород образуется за счет роговой обманки, актинолита, хлорита и других минералов и представлен тонкими фракциями, с диаметром чешуек обычно не более 0,5 *мм*; значительно реже встречаются чешуйки до 1—2 *мм*. Скопления вермикулита отмечаются в виде тонких прожилков мощностью не более 2—3 *см*, прослеживающихся по простиранию до нескольких метров, а также небольших гнезд от нескольких сантиметров до 0,3—0,5 *м*. Содержание вермикулита в таких гнездах и прожилках очень высокое: от 40—50 до 80—100%. Гнезда и прожилки вермикулита располагаются обычно близко друг к другу и вместе образуют вермикулитоносные зоны длиной до нескольких десятков метров и мощностью от 0,5—1, реже до 1,5—2 *м*. Содержание вермикулита в таких зонах в среднем не выше 10—30% на всю массу породы.

Отмеченные геологические особенности не дают оснований рассчитывать на выявление здесь крупных месторождений вермикулита. Серпентиниты и продукты их гидротермальных изменений, а также более поздние внедрения кислых интрузивных пород практически не содержат калия, необходимого для возникновения биотита или флогопита — промежуточных продуктов на пути образования вермикулита. Вермикулит, образованный путем замещения амфиболов, хлорита и других минералов, имеет ограниченное развитие. Реакционно-контактовые оторочки, к которым приурочены скопления вермикулита, имеют небольшие размеры.

ПРОЯВЛЕНИЯ ВЕРМИКУЛИТА В СЛЮДЯНЫХ ГНЕЙСАХ И ДРУГИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Гидратированный биотит встречается в фенитизированных слюдяных гнейсах, окружающих массивы ультраосновных и щелочных пород, в гранитизированных гранито-гнейсах, гнейсо-диоритах и других метамор-



Фиг. 5. Линза биотитово-вермикулитовой породы в слюдяных гнейсах. Район Лесозаводска, Приморье

1 — крупночешуйчатая биотитово-вермикулитовая порода; 2 — крупнозернистый пегматит; 3 — гранито-гнейс

фических породах. Довольно типичны имеющие, по-видимому, практическое значение проявления гидратированных слюд в районе Лесозаводска в Приморье, приуроченные к гнейсам в правом обрывистом берегу Уссури, в 2—2,5 *км* от Лесозаводска. В гранито-гнейсы включены многочисленные жилки, прожилки и скопления неправильной формы пегма-

тита ортотектитовой блоковой структуры. Гидратированный биотит присутствует во всех разновидностях гнейсов, но наибольшие его скопления и наилучшая вспучиваемость при нагревании отмечаются в гнейсах-слюдитах, окруженных выделениями пегматита (фиг. 5). Линзообразные тела гнейсов-слюдитов по предварительным данным значительны.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА ДЛЯ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРМИКУЛИТА

Приведенные выше сведения о выделенных нами генетических типах месторождений вермикулита и условиях их образования позволяют наметить следующие геологические факторы, контролирующие размещение вермикулитовых месторождений.

Магматический и литологический контроль

Промышленные скопления гидратированных слюд контролируются сложным комплексом интрузивных образований. Все известные крупные месторождения вермикулита первой группы генетически связаны с ультраосновными и щелочными породами — производными ультращелочной магмы.

Комплексы щелочных пород, образованные из родоначальной магмы основного состава, как правило, не содержат промышленных скоплений флогопита и вермикулита. Для возникновения скоплений вермикулитовых руд благоприятна последовательность образования пород вмещающего комплекса, в которой первыми образуются алюмосиликатные породы, прорываемые затем ультраосновной магмой. Ультраосновные породы в свою очередь подвергаются метасоматической переработке под воздействием постмагматических щелочных растворов и частично преобразуются в щелочные породы.

Для комплекса ультраосновных и щелочных пород характерна высокая концентрация железа, титана и кальция, повышенное содержание циркония, тория, ниобия и тантала, редких земель. Ультраосновные породы залегают обычно внутри комплексов щелочных пород. Согласно представлениям А. А. Кухаренко (Кухаренко, Орлова, 1960), они могли первоначально развиваться в виде трещинных интрузий, и преобразование таких линейно вытянутых внедрений в кольцевые связано с последующими фазами тектонических движений и интрузивной деятельности. Кольцевые периферические зоны сложных массивов представлены мельтейгитами, ийолитами, тешенитами и другими породами щелочного состава. Метасоматические преобразования в ультраосновных породах под воздействием постмагматических щелочных растворов привели к широкому развитию в них флогопитовых и биотитовых слюдитов. Гнейсы, вмещающие комплекс щелочных пород, обычно фенитизированы.

Месторождения второй группы генетически связаны с зонами контакта карбонатных пород с породами кислого и основного состава и образуются также под воздействием щелочных постмагматических растворов. Образующиеся в этих зонах магнезиальные скарны представлены диопсидовыми, шпинелево-диопсидовыми, скаполитово-диопсидовыми породами. Диопсидсодержащие породы возникают в первую стадию метасоматоза, характеризующуюся низкой щелочностью растворов и устойчивостью ассоциаций диопсид-скаполит, диопсид-шпинель и др. Вторая фаза метасоматоза характеризуется замещением и перекристаллизацией диопсидсодержащих пород под воздействием растворов, богатых щелочами.

Месторождения третьей группы генетически связаны с ультраосновными породами и образуются в виде метасоматических тел и реакционных оторочек на контактах пегматитовых, тальковых и других месторождений.

Структурный контроль

Все известные в СССР и за рубежом месторождения флогопита, биотита и продуктов их изменения — гидратированных слюд приурочены к древнейшим участкам земной коры. Это области завершенной складчатости на платформах и щитах, а также древние массивы в более молодых геосинклинальных складчатых зонах. Указанные тектонические структуры земной коры сложены сильно дислоцированными и глубоко метаморфизованными кристаллическими породами — гнейсами и сланцами, кварцитами, доломитовыми мраморами архейского и протерозойского, частично нижнепалеозойского возраста.

Так, в пределах Балтийского кристаллического щита расположены каледонские платформенные интрузии ультраосновной и щелочной магмы, к которым приурочена группа месторождений гидратированных слюд. Алданский щит содержит огромное флогопитоносное поле, в пределах которого известны месторождения вермикулита. К северной окраине Сибирской платформы приурочены Гулинское и другие месторождения флогопита. В аналогичных тектонических условиях находятся районы месторождений вермикулитовых руд в Приморье, на Урале, в Северном Казахстане, Тувинской автономной области, некоторых районах Украинского кристаллического щита.

Расположение массивов ультраосновных и щелочных интрузий в пределах указанных структурных зон обычно подчиняется древним крупным тектоническим разломам или сериям их. Скопления первичных слюд — флогопита и биотита — контролируются системой внутрирудной тектонической трещиноватости, которая наиболее полно развивается в зонах контактов ультраосновных и щелочных пород. По-видимому, с той же системой внутриминерализационных подвижек генетически связаны проявления гидратированных слюд.

Направление геологоразведочных работ

Из всех известных в настоящее время в стране месторождений вермикулитовых руд самым крупным является Ковдорское в Мурманской области. Одно это месторождение может обеспечить на длительный срок всю потенциальную потребность страны в вермикулите. Месторождения Кольского полуострова следует, однако, рассматривать как сырьевую базу северо-западных, западных и центральных районов Европейской части СССР. Удовлетворение потребностей в вермикулите других районов страны за счет месторождений Кольского полуострова будет экономически неоправданным.

Очевидна необходимость развития местных сырьевых баз в других перспективных и в первую очередь в восточных районах страны — в Приморье, Якутии, Красноярском крае, Казахстане и др. Оценивая отдельные районы СССР в отношении их возможной вермикулитоносности, можно выделить следующие первоочередные участки для поисковых и разведочных работ.

К о л ь с к и й п о л у о с т р о в. Необходимо закончить разведку Ковдорского и Африкандского месторождений, а также изучить слюдоносность (флогопит и вермикулит) всех других известных массивов уль-

траосновных и щелочных пород, где возможно выявление новых месторождений с более высоким содержанием флогопита и вермикулита в руде, чем на Ковдорском и Африкандском месторождениях.

П р и м о р ь е. Следует закончить разведку Кокшаровского месторождения и изучить слюдоносность всех известных здесь массивов ультраосновных и щелочных интрузий, сходных по своему геологическому строению с массивами платформенных интрузий Кольского полуострова. При разведке Кокшаровского месторождения следует изучить его тектоническую структуру с целью выявления наиболее крупных зон концентрации вермикулита. Необходимо также изучить слюдоносность глубоких горизонтов этого месторождения, где возможны промышленные скопления флогопита.

К р а с н о я р с к и й к р а й и Я к у т с к а я А С С Р. Вермикулитовые месторождения прежде всего могут быть выявлены в районе Гулинской щелочной интрузии. Новыми районами для поисков здесь должны быть в первую очередь площади развития ультраосновных и щелочных интрузий, прорывающих нижнепалеозойскую карбонатную толщу и верхнепермскую — нижнетриасовую толщу эффузивов к югу и юго-востоку от Гулинского месторождения флогопита. Перспективными для поисков вермикулитовых руд являются также площади развития докембрийских кальцифиров в гнейсах Анабарского массива в Якутии. Необходимо детально разведать Бугаричинское и Инаглинское месторождения вермикулита на Алданском кристаллическом щите, а также изучить возможность комплексной разработки флогопитовых месторождений этого района с целью попутного получения вермикулита.

У к р а и н с к и й к р и с т а л л и ч е с к и й щ и т. Еще в 1948 и 1951 гг. Д. С. Коржинский высказал предположение о возможности обнаружения месторождений флогопита в тетерево-бугской свите Украинского кристаллического массива. В. А. Шустов выделяет здесь два перспективных для поисков участка — район Завальевского графитового месторождения и Козиевки. В первом из них широко развиты кальцифиры, залегающие среди комплекса пироксеновых гнейсов и чарнокитов. Второй район характеризуется наличием контактово-метасоматических проявлений на контактах мощной толщи архейских доломитовых мраморов с алюмосиликатными породами.

Поисковые работы на вермикулит на Украине намечается провести в следующих районах: 1) район Гайварок-Хощеватая; 2) бассейн р. Берды и ее притоков в районе Осипенко; 3) район Ждановского щелочного массива. Кроме того, намечается проверка возможной вермикулитоносности слюдяных сланцев в бассейне р. Волчья (район Днепропетровска) и в Закарпатье.

Следует иметь в виду, что во всех указанных районах Украины широко развита кора выветривания коренных пород. Это облегчает поиски вермикулитовых месторождений, так как наибольшая концентрация вермикулита часто отмечается именно в коре выветривания ультраосновных пород.

У р а л. Здесь следует провести детальные поиски новых вермикулитовых месторождений в пределах Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса. Необходимо изучить также вермикулитоносность глубоких горизонтов Булдымского месторождения с целью увеличения прироста запасов.

С е в е р н ы й К а з а х с т а н. Необходимо закончить разведку Дубровского месторождения вермикулитовых руд в Кокчетавской области и изучить слюдоносность других массивов ультраосновных и щелочных пород в этом районе.

Кроме указанных первоочередных районов, перспективными для поисков вермикулитовых месторождений являются площади развития ультраосновных и щелочных пород в Тувинской автономной области, в Средней Азии, в пределах Байкало-Саянской складчатой зоны и в других местах. При изучении этих районов следует обращать внимание на любые проявления гидратированных слюд и оценивать их в свете изложенных выше благоприятных геологических факторов.

При изучении месторождений целесообразно применить геофизические методы исследований для оконтуривания известных и поисков новых массивов ультраосновных и щелочных пород, для оконтуривания зон выветривания вмещающих пород и т. д. После изучения месторождений разных генетических типов будет дана более полная сравнительная промышленная их оценка, что позволит точнее определить перспективы отдельных вермикулитоносных районов и выбрать наиболее эффективные направления поисковых работ.

Всесоюзный геологический институт

ТАЛЬКОНОСНОСТЬ СССР

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАЛЬКОВЫХ РУД

(От редколлегии)

Слоистый гидросиликат магния — тальк — широко используется в промышленности, насчитывая значительно больше сотни самостоятельных видов применения. Десятки различных отраслей используют его многообразные ценные свойства в сыром и обожженном состоянии. Он широко применяется в качестве химически инертного наполнителя высокой белизны. Фармацевтическая, парфюмерная, а также промышленность инсектофунгицидов одновременно используют его липкость и мягкость, бумажная — гидрофобность, лакокрасочная атмосфероустойчивость и высокую отражательную способность и т. д. Наиболее важные свойства талька, делающие его в ряде случаев незаменимым продуктом в керамической промышленности,— высокая механическая прочность, щелоче- и кислотоупорность, высокие электроизоляционные свойства (особенно в высокочастотном поле, возникающем в радиоаппаратуре), термостойкость и некоторые другие свойства в обожженном состоянии. Возможности расширения использования талька еще не исчерпаны, о чем свидетельствуют ежегодно выявляющиеся новые области его применения.

Промышленные скопления тальковых руд возникают как в связи с гипербазитами, так и в магнезиально-карбонатных толщах. Наибольшую ценность представляют маложелезистые тальковые руды второго типа. В СССР добыча талька, начавшаяся в послереволюционный период, длительное время осуществлялась лишь на месторождениях тальковых руд гипербазитовой группы. Однако дальнейшее развитие тальковой промышленности должно идти прежде всего по линии использования безжелезистых тальковых руд.

Тальк — гипогенный минерал, и при рассмотрении вопросов его генезиса источники магния для месторождений, непосредственно приуроченных к гипербазитам и доломитам, обычно связывались с этими породами, тогда как кремнезем считался вынесенным гидротермальными растворами из гранитной магмы. В случаях залегания месторождений талька в алюмосиликатных породах — различных метаморфических сланцах и гнейсах — иногда предполагается также привнос магния из магматического источника.

В результате детального изучения новых крупнейших месторождений талька и обобщения обширных материалов, накопившихся по старым тальконосным провинциям, оказалось, что они часто располагаются в регионально-метаморфизованных толщах на контактах магнезиальных пород (гипербазитов или доломитов) и стратифицированных горизонтов алюмосиликатных парапород. При этом всегда в той или иной мере устанавливается привнос магния и десиликация алюмосиликатных и сопря-

женная силицификация (при отальковании) магнезиальных пород. В некоторых случаях залежи тальковых руд в таких контактных зонах возникают не только за счет магнезиальных, но и за счет контактирующих с ними кремнеземистых пород. Таким образом, представления о решающей роли гранитных интрузивов в процессе образования месторождений талька следует считать ошибочными. В тех же случаях, когда месторождения талька возникают на контактах с гранитами, последние обычно метасоматически замещаются магнезиальными, обычно хлоритовыми породами и ведут себя совершенно аналогично метаморфическим парапородам, играя роль пассивного источника кремнезема. Отсутствие или слабое проявление подобных соотношений гранитов и магнезиальных пород в процессе образования тальковых месторождений констатируется лишь в редких случаях, но тем не менее, конечно, нельзя совершенно исключать возможности возникновения значительных концентраций тальковых руд за счет привноса кремнезема гидротермальными растворами, отщепляющимися от гранитной магмы.

В течение длительного времени в геологической литературе дебатировался вопрос о метаморфической зональности на контакте кремнеземистых и магнезиальных пород, в которой участвуют и тальковые оторочки. Рассматривая такую зональность на контакте пегматитов или иных кислых изверженных пород и гипербазитов, А. Е. Ферсман и вслед за ним ряд других исследователей считали ее возникшей в результате десиликации кислой магмы, внедрявшейся в резко неравновесную с ней ультраосновную среду. Д. С. Коржинский предложил применять к рассматриваемым объектам теорию контактово-реакционного метасоматоза, которая представляет дальнейшее углубление гипотезы метаморфической дифференциации А. Филлипса и Г. Хесса, предложенной в середине 30-х годов.

Выявилась связь месторождений талька с определенными условиями регионального метаморфизма — приуроченность их к комплексам, претерпевшим изменения в обстановке от амфиболитовой до зелено-сланцевой метаморфической фации. Это в свою очередь, наряду с другими факторами их локализации, позволяет выделять крупные регионы, потенциально благоприятные (при условии присутствия в них магнезиальных пород) для поисков месторождений тальковых руд. Наряду с появившейся возможностью выделения потенциально тальконосных регионов, исследованиями последнего периода созданы известные предпосылки и для предварительной оценки качества тальковых руд в том или ином тальконосном поле. Эта возможность связана с установленным контактово-инфильтрационным происхождением крупных скоплений талька. В связи с этим железистость тальковых руд магнезиально-карбонатной группы может оцениваться предварительно по наличию или отсутствию высокожелезистых пород в разрезе метаморфизующейся толщи.

Важнейший результат исследований последних лет — выявление новых типов тальковых руд — порошковатых талькитов коры выветривания. В результате изучения крупнейшего Киргитейского месторождения тальковых руд удалось установить интенсивную дезинтеграцию плотных талькитов в мощных линейных корах выветривания, сопровождающуюся полным выщелачиванием вредной примеси карбонатного материала. Естественная дезинтеграция талькитов приводит к образованию столь тонких продуктов, что большинство потребителей может использовать их без всякого помола. Таким образом, в коре выветривания осуществляется естественное обогащение и дезинтеграция тальковых руд с образованием особо ценных их сортов. Эта роль коры выветривания значительно расширяет сферу задач по изучению закономерностей размещения месторождений тальковых руд.

Вариации метаморфической зональности на месторождениях тальковых руд в сочетании с парагенетическим анализом и наблюдениями за геологической обстановкой на месторождениях позволяют пока в первом приближении выделять несколько типов тальково-рудных ассоциаций в зависимости от глубинности их формирования. С другой стороны, подобные соотношения выявляются и в зависимости от образования тальковых руд на прогрессивной или ретроградной ветви метаморфизма. Эти предварительные выводы создают предпосылки для разработки наиболее общей генетической классификации месторождений талька по термодинамическим параметрам формирования в увязке с геологическими условиями их локализации.

Вопросы генезиса и закономерностей размещения месторождений тальковых руд рассматриваются не только в статьях этого раздела, но и в ряде сообщений предыдущих разделов сборника, трактующих вопросы размещения комплексов магнезиально-силикатных полезных ископаемых в пределах отдельных регионов и рудных полей. Произошедшие сдвиги в представлениях о генезисе и закономерностях размещения месторождений тальковых руд нашли широкое отражение в статьях сборника. Почти все авторы приводят убедительные доказательства контактово-реакционного происхождения тальковых руд. В этом отношении особенно показательны статьи Г. Н. Безрукова и Н. Ф. Константинова, в которых месторождения Миасской тальконосной провинции рассматриваются отчасти как регионально-метаморфические образования. В. П. Еремеев показал обязательную связь месторождений тальковых руд Тувы с гранитоидными интрузиями, бывшими, по его мнению, источниками кремнекислых растворов.

Значительная часть статьи А. А. Маракушева, Ким Мин Себа и Ким Хак Дзе посвящена анализу тальковых месторождений Северной Кореи. Применив методику парагенетического анализа минеральных ассоциаций, авторы оригинально объясняют особенности трех типов тальковых месторождений, связанных с различными геологическими комплексами, приуроченностью к разным фациям глубинности и в связи с этим намечают региональные закономерности их размещения.

В статье П. П. Смолина впервые приводится обзор тальконосности территории СССР и рассматриваются закономерности размещения различных типов тальковых руд и месторождений. Особое внимание автор уделяет наиболее важным в практическом отношении месторождениям магнезиально-карбонатной группы, детально анализируя закономерности размещения тальковых руд в важнейших тальконосных полях. Исходя из рассмотренных факторов размещения, автор оценивает перспективы тальконосности всей территории СССР, приводя схему размещения благоприятных регионов, составленную на основе тектонической и геологической карт СССР.

Статья И. Ф. Романовича, наряду с кратким обзором развития представлений о метаморфической зональности на тальковых месторождениях, содержит обширный фактический материал, обосновывающий контактово-реакционный характер этой зональности. Автор выделяет типы зональности и рассматривает ее поисково-прогнозное значение.

В статье Г. Н. Безрукова впервые в литературе рассматривается Миасская тальконосная провинция в целом. Автор выделяет ряд новых для провинции генетических типов месторождений и рассматривает закономерности их размещения.

Статья А. П. Гапеева и К. Т. Табылдиева посвящена новому тальконосному региону в районе хребта Малый Каратау и Южном Казахстане. Авторы показывают связь талькообразования с контактным воздействием

гранитов. В статье приведена детальная типизация тальковых пород с рассмотрением условий их локализации. Особенно важное значение имеет рассмотрение порошковатых тальковых пород коры выветривания. Оригинальны взгляды авторов на зависимость карбонатности тальковых руд от глубинности. Эти представления, согласно которым тальково-карбонатные породы возникают преимущественно в условиях малой глубинности, в свете показанной другими авторами приуроченности талькообразования к амфиболитовой и зеленокаменной фациям свидетельствуют о необходимости дальнейшего углубленного изучения вопроса о влиянии глубинности на парагенезисы тальковых руд.

Н. Ф. Константинов посвятил свою статью обоснованию различий биметасоматических и контактово-инфильтрационных тальковых месторождений гипербазитовой группы, а также роли структурного фактора в их размещении.

В заключительной статье Л. Б. Когана приводятся материалы по крупному тальконосному полю Султан-Уиз-Дага, специфика которого заключается в чрезвычайно интенсивном метаморфизме гипербазитов с почти полным преобразованием их в тальково-магнезитовые камни.

П. П. Смолин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАЛЬКА НА ТЕРРИТОРИИ СССР И КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОСОБО ЦЕННОГО БЕЗЖЕЛЕЗИСТОГО ТАЛЬКА

СОСТОЯНИЕ ТАЛЬКОВОЙ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ И ПРОМЫШЛЕННОСТИ В СССР И ЦЕЛЕСООБРАЗНЫЕ ОБЩИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИХ РАЗВИТИЯ

Знание закономерностей размещения полезных ископаемых позволяет направлять и проводить поиски необходимых видов сырья в наиболее благоприятных в экономическом отношении районах. Эти районы выявляются из рассмотрения состояния сырьевой базы, современного и намечающегося потребления полезного ископаемого, в связи с чем и уместно предпослать основному материалу настоящего сообщения краткое освещение этих вопросов, детальнее рассмотренных в другой статье автора.

Отечественная тальковая промышленность была создана лишь после революции и в первый период своего существования в основном удовлетворяла запросы народного хозяйства. Однако все центры тальковой промышленности — Миасский тальковый комбинат на Южном Урале, Шабровский тальково-магнезитовый комбинат в Свердловской области, ныне законсервированное предприятие по переработке тальково-хлоритовых пород в Карелии и Южно-Осетинская талькопомольная фабрика — базировались исключительно на низкокачественных рудах с высоким содержанием вредных примесей, прежде всего окислов железа. Развитие сырьевой базы талька также длительное время было направлено исключительно на увеличение запасов тальковых руд этого типа. Технологическому совершенствованию тальковой промышленности уделялось слишком мало внимания. В результате в СССР сложилось резко неудовлетворительное положение с использованием талька, и существующие, явно заниженные заявки промышленности удовлетворяются отечественным сырьем менее чем на половину. Хотя тальк и занимает в общем балансе промышленного производства относительно небольшое место, но масштабы его использования и особенно структура потребления представляют прекрасное мерило уровня технической культуры и промышленного развития страны. По количеству потребляемого талька СССР находится на третьем месте, уступая США и Японии, но по структуре потребления мы отстаем еще от ряда стран. В СССР развиты преимущественно немногочисленные виды потребления талька, основанные на использовании низкокачественного сырья, тогда как в США, где имеется наиболее современная тальковая промышленность и разветвленная структура потребления талька (более

100 самостоятельных видов использования), главное значение имеют высококачественные тальковые руды. С 1950 г. в СССР ведется лишь незначительная полукустарная добыча качественных безжелезистых талькитов на Онотском месторождении в Иркутской области. Вместе с тем минимальные выявленные потребности в безжелезистом тальке составляют около 200 тыс. *т* в год, а потенциально они несомненно гораздо больше (не менее 400—500 тыс. *т* при современном уровне промышленного развития).

Таким образом, исходя из основной экономической задачи СССР и выявленных потребностей, тальковая промышленность должна пойти по пути освоения месторождений высококачественных тальковых руд.

Современные тенденции промышленного развития с непрерывно повышающейся ролью механизации и автоматизации обусловливают необходимость освоения крупных месторождений. В связи с этим можно отметить, что трудности Миасского талькового комбината заключаются не только в большой технической отсталости талькопомольной фабрики, но и в мелких масштабах многочисленных месторождений талькитов, не позволяющих механизированным способом получать сколько-нибудь однородное сырье, не говоря уже о его качестве. В этом отношении выгодно отличается Шабровский комбинат, базирующийся на весьма крупном месторождении тальково-магнезитового камня, добыча которого ведется широким фронтом на достаточно высоком техническом уровне. При надлежащем совершенствовании отсталой технологии переработки тальково-магнезитовых руд здесь имеется возможность получать большое количество промышленных тальковых полупродуктов, хотя и среднего качества, но зато гарантированного однородного состава, что имеет большое значение для потребляющей промышленности. Наибольший эффект при освоении месторождений тальково-магнезитового камня может быть достигнут при максимальной комплексности использования этих руд смешанного состава. Принципиальные технологические схемы их комплексного использования давно разработаны отечественными исследовательскими организациями и с успехом применяются в ряде случаев за рубежом.

Таким образом, автору представляется, что два основных направления развития тальковой промышленности — это прежде всего широкое освоение месторождений высококачественных тальковых руд, желательно наиболее крупных, и дальнейшее развитие и совершенствование использования крупных месторождений тальково-магнезитового камня.

Сырьевая база талька СССР в целом на ближайший перспективный период может удовлетворить выявленным направлениям развития тальковой промышленности. Однако территориальное размещение балансовых запасов тальковых руд довольно неблагоприятное. Тогда как основные потребители талька расположены в Европейской части СССР, подавляющее большинство месторождений талька располагается на Урале и в более восточных районах Союза.

При учете промышленных месторождений тальковых руд грубо выделяются месторождения существенно тальковых и смешанных руд (тальковых камней). В настоящее время в СССР имеется 30 месторождений талька и 8 месторождений талькового камня. Кроме того, несколько крупных месторождений талька и талькового камня разведуются. Подавляющее большинство разведанных месторождений талька располагает мелкими запасами низкокачественных железистых руд. В районах, тяготеющих к Европейской части СССР, мелкие месторождения низкокачественного талька располагаются в Южной Осетии, относительно мелкие месторождения тальково-хлоритового камня в Карелии и довольно крупное

Веселянское месторождение тальково-магнезитового камня на Украине, в районе Запорожья, запасы которого еще не утверждены. Около половины всех балансовых запасов талька сосредоточено на Урале, в Свердловской и Челябинской областях и Башкирской АССР, распределяясь в 21 месторождении, большинство из которых имеет мелкие масштабы. На Урале же располагаются почти все промышленные запасы талькового камня, причем они практически сосредоточены в одном эксплуатируемом ныне Шабровском месторождении. В восточных районах страны в основном разведывались лишь более ценные маложелезистые тальковые руды. Светлоключское месторождение в Кемеровской области, обладающее крупными запасами (более 5 млн. *т*), к сожалению, располагает рудами, хотя и маложелезистыми, но не пригодными для ответственных потребителей в связи с большим количеством других вредных примесей. Исключительно важное значение имеет Онотская группа месторождений маложелезистых тальковых руд в Иркутской области (запасы около 2 млн. *т*), промышленное освоение которой позволило впервые в СССР организовать добычу и использование высококачественного талькового сырья. Незначительные промышленные запасы талька имеются на Бираканском месторождении в Биробиджане, где разведаны маложелезистые, но обогащенные вредной примесью карбоната тальковые руды. В числе крупных разведуемых месторождений можно назвать Джетыгаринское месторождение железистого талька и тальково-магнезитового камня в Кустанайской области, очень крупное Султануиздагское месторождение тальково-магнезитового камня в Каракалпакии и некоторые другие. Совершенно особое место в числе разведуемых объектов занимает крупнейшее Киргитейское месторождение безжелезистого талька в Красноярском крае, на котором уже выявлено около 10 млн. *т* безжелезистых тальковых руд уникального качества, сосредоточенных в весьма крупных телах. По геологическим соображениям запасы тальковых руд различных типов во многих районах могут быть увеличены. Таким образом, даже не учитывая геологических возможностей и судя только по запасам разведанных и разведуемых месторождений, картина с сырьевой базой тальковых руд в целом по СССР выглядит довольно благоприятно и дело ликвидации отставания отечественной тальковой промышленности — за развитием добычи, квалифицированной переработки и использования. Тем не менее можно отметить, что ограниченное количество месторождений безжелезистого талька, отсутствие некоторых специфических видов талькового сырья и общее недостаточно удовлетворительное размещение сырьевой базы ставят перед необходимостью дальнейшего развития широких, целеустремленных поисковоразведочных работ на тальковое сырье. Направление этих геологических исследований должно вытекать из прогнозов, основанных на закономерностях размещения. Рассмотрение же закономерностей размещения должно прежде всего опираться на наиболее обоснованную генетическую классификацию месторождений, в связи с чем следует остановиться на вопросах типизации тальковых руд и месторождений.

ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТАЛЬКОВЫХ РУД И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время можно считать окончательно установленным, что скопления тальковых руд тесно приурочены к геологическим комплексам, исходно обогащенным магнием, притом лишь к двум их типам — гипербазитам, где концентрации магния имеют гипогенный характер, и доломитам, представляющим гипергенные концентрации магния. И в том и в другом случае тальковые руды образуются в условиях относительно

Промышленно-генетические

Главные геолого-промышленные группы	Магнезиально-карбонатная Тальковые руды, связанные с метаморфизованными магнезиально-карбонатными компле доли % —2%)															
Основные петрографические типы	Талькиты (не менее 90% талька)													Тальковые камни		
Генетические типы	Гипогенные										Гипергенные					
	Контактово-реакционные (метасоматические)										Продукты коры выветривания					
	Апокарбонатные							Апосиликатные			Остаточные (элювиальные)		Переотложенные (делювиальные)	Остаточные (элювиальные)	Переотложенные (делювиальные)	
Наиболее характерные минералого-петрографические разновидности	Субмономинеральные	Серпентинсодержащие	Тремолитсодержащие	Магнезитсодержащие	Доломитсодержащие	Хлоритсодержащие	Апатитсодержащие	Хлоритсодержащие	Серпентинсодержащие	Кварцсодержащие	Субмономинеральные	Кварцсодержащие	С примесью глинистого материала	С кварцем и тремолитом	Тальково-глинистые	Асбестины (тальково-тремолитовые)
Типичные условия залегания	Крутопадающие жилообразные тела												Пологие пластовые тела	Крутопадающие тела, ограниченные на глубину (более 100 м)	Пологие пластовые тела	Невыдержанные карманы
	средних размеров							мелких и средних размеров			ограниченные на глубину (до 150 м)					
Протяженность, м	600							300			500		50	3500	300	?
Мощность, м	50							30			100		5	40	40	?
Месторождения	Киргитейское	Онотские	Мульводжское	Онотские	Светлоключское	Бираканское	Камчадал (Онотской группы)	Онотские	Онотские	Киргитейское				Чулак-Тау	Киргитейское	Бейцухэ

низкотемпературного метаморфизма. Все месторождения, которые вследствие недостаточной изученности или по иным причинам относили к другим условиям, при ближайшем рассмотрении удается присоединить к какой-либо из этих двух групп. Таким образом, в отличие от известных классификаций тальковых руд и месторождений автор предлагает вы-

Таблица 1

типы тальковых руд

группа ксами (маложелезистые, содержание Fe_2O_3						Гипербазитовая группа Тальковые руды, связанные с гипербазитовыми комплексами (железистые, содержание Fe_2O_3 4—9%)						
(менее 90% талька)						Talькиты (не менее 90% талька)					Тальковые камни (менее 90% талька)	
Гипогенные						Гипогенные			Гипергенные		Гипогенные	
Нормально-метаморфические, частично метасоматические						Контактово-реакционные (метасоматические)			Продукты коры выветривания		Нормально-метаморфические, частично метасоматические	
Апокарбонатные				Апосиликатные		Апосерпентинитовые		Апоалюмосиликатные	Остаточные (элювиальные)		Апосерпентинитовые	Апоалюмосиликатные
Тальково-магнезитовые	Тальково-доломитовые а) кальцитсодержащие	б) тремолитсодержащие	в) кварцсодержащие	Тальково-хлоритовые	Тальково-серпентиновые	Субмономинеральные	Магнезитсодержащие	Хлоритсодержащие	Халцедоносодержащие	Магнезитсодержащие	Тальково-магнезитовые	Тальково-хлоритовые
Крутопадающие тела												
пластообразные средних размеров				жильные мелких и средних размеров				жильные мелких размеров	с ограниченным распространением на глубину (до 30 м)		иногда очень крупные штоки и линзы	пластообразные средних размеров
1000				300		800		100	800	Километры	Километры	1000
200				30		40		10	40	Километры	Километры	30
Онотские	Светлоключское	Бираканское	Чулак-Тау	Онотские, Светлоключское	Онотские	Кирябинское	Туботское	Абдул-Касимовское	Медведевское	Шабровское		Серозерские, Медведевское

делять как основу такой схемы классификации лишь эти две основные геолого-промышленные группы, что, собственно, уже давно укоренилось в практике. Выделение этих двух групп имеет не только генетическое и геологопоисковое, но и промышленное значение, так как качество тальковых руд в них резко различно вследствие более высокой железистости

руд, связанных с гипербазитами (не менее 4 и до 10—12% Fe_2O_3), что ограничивает возможности их использования в наиболее важных производствах и осложняет технологию переработки, тогда как руды магнезиально-карбонатной группы благодаря малой железистости (до 2%) представляют сырье для наиболее ответственных потребителей — керамической, резиновой, лакокрасочной, бумажной, парфюмерной, фармацевтической промышленности. В табл. 1 приведена предлагаемая автором типизация тальковых руд, в основу которой положено выделение этих двух основных групп. Дальнейшие подразделения произведены по основному объективному признаку — составу тальковых руд. Опять-таки схема закрепляет давно укоренившееся подразделение тальковых руд на два петрографических типа — талькиты, существенно тальковые породы, и тальковые камни, содержащие наряду с основным компонентом значительное количество минералов-примесей. При этом предлагается ввести количественно-минеральные границы, соответствующие как распространенным петрографическим номенклатурам, так и существующему ГОСТу, так как именно при содержании наиболее распространенной карбонатной примеси в количестве более 10% тальковые руды не удовлетворяют существующим стандартам по величине прокаленного нерастворимого остатка (не менее 90—87%). Не вдаваясь в детали обсуждения выделяемых в классификации генетических типов, которые частично уже обсуждались автором в печати (Наделяев, Смолин, 1958, 1960_1), а частично будут рассмотрены ниже, отметим, что принципиально новым в предлагаемой схеме является лишь выделение гипергенных тальковых руд — порошковатых талькитов коры выветривания, тогда как многие типы гипогенных руд рассматривались в литературе, и, может быть, лишь не были сведены в единой классификации.

Выделение генетических подтипов гипогенных руд по механизму их образования — нормально-метаморфических и контактово-реакционных — по существу, представляет больше теоретический интерес, так как практически контактово-реакционные руды соответствуют талькитам и лишь частично захватывают тальковые камни, а нормально-метаморфические руды всегда относятся к петрографическому типу тальковых камней. В этом четко проявляется теоретическое положение Д. С. Коржинского о различиях между метасоматическими и нормально-метаморфическими породами. Метаморфическая дифференциация, проявляющаяся в дифференциальной подвижности компонентов при контактово-реакционном метасоматозе, обусловливает образование метасоматической зональности с обособлением однородных мономинеральных зон (в данном случае талькитов), представляющих наибольший практический интерес. При нормальном же метаморфизме, осуществляющемся без существенной миграции вещества, очевидно, совершенно невозможно возникновение валовых содержаний химических компонентов, соответствующих мономинеральной тальковой породе, и поэтому всегда подобные превращения приводят к образованию полиминеральных пород — тальковых камней.

Следующая группа генетических подразделений, по типам исходных для тальковых руд пород, имеет более существенное практическое значение, так как характер исходных пород определяет и характер минеральных примесей, а в известной мере также химический состав. В частности, это относится и к наиболее вредной примеси окислов железа. Теоретически при метасоматических процессах диффузионного типа, близких к классическому биметасоматозу, разница в содержании компонентов во взаимодействующих породах сказывается на составе новообразованных метасоматических пород. В ряде случаев подобные соотношения, как это будет показано в дальнейшем, устанавливаются и для месторождений

талька. У гипергенных руд принадлежность к типу остаточных и переотложенных приобретает существенное значение в связи с различными условиями их залегания.

Среди минералого-петрографических разновидностей выделены, вероятно, не все их типы, и в этом отношении классификация, по-видимому, должна быть в дальнейшем дополнена. Выделение подобных подразделений в классификации целесообразно в связи со спецификой использования руд в зависимости от характера минералов-примесей. Минералы-примеси часто осложняют использование тальковых руд, например, присутствие включений твердых минералов (серпентина, кварца и т. д.), затрудняет помол и применение особенно там, где используется мягкость талька. В специфических случаях, наоборот, минералы-примеси играют положительную роль, как это имеет место в отношении асбестинов — тальковых руд с примесью коротковолокнистого тремолита, обеспечивающего высокую механическую прочность тальковым красочным покрытиям и вязкость керамике.

Во всех типах руд большое значение имеет структура и текстура, в значительной мере определяющие технологию переработки и использования, поэтому любой тип всегда необходимо характеризовать этими показателями и выделять сланцеватые и массивные руды. Последние же (для талькитов) необходимо подразделять на стеатитовые (субкриптокристаллические), которые представляют наибольшую ценность, и чешуйчатые, ценность которых быстро уменьшается при существующей технологии переработки по мере увеличения зернистости. Сланцеватые же талькиты, как правило, имеют чешуйчатое строение, при этом пластинчатость, вероятно, возрастает пропорционально степени совершенности сланцеватости.

В табл. 1 систематизированы тальковые руды. Различные их типы могут совместно присутствовать на месторождениях, относящихся к той или иной главной геолого-промышленной группе. Однако в зависимости от ряда факторов на месторождении может проявиться преимущественно какой-либо один тип руд. Поэтому классификация месторождений пока может быть лишь привязана к схеме классификации тальковых руд. Известные автору примеры детальных классификаций месторождений талька или носили частный характер для отдельных регионов, или страдали недостатками методического характера (невыдержанность признаков, использование трудно устанавливаемых субъективных признаков).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАЛЬКОВЫХ РУД

Как и для всякого полезного ископаемого, для месторождений тальковых руд можно выделить две группы факторов, контролирующих их размещение: а) общие факторы, позволяющие предварительно оценивать перспективы тальконосности целых геологических комплексов и крупных геоструктурных единиц; б) локальные факторы, позволяющие намечать распределение тальковых месторождений внутри отдельных регионов и рудных полей, выделять руды разного типа и качества.

Общие закономерности размещения в современной металлогении находят выражение в представлениях о рудогенических эпохах, отражающих данные о геологическом возрасте полезного ископаемого, геохимических провинциях, отражающих данные о пространственном проявлении условий, благоприятных для возникновения полезного ископаемого определенного вещественного состава, и, наконец, о структурно-минерагенических зонах и поясах, суммирующих данные о тектонически благоприятных для локализации полезного ископаемого регионах.

Общие факторы размещения тальковых руд при взаимном сочетании также позволяют в известной мере выделять подобные минерагенические возрастные и пространственные единицы. В отличие от большинства рудных месторождений, представляющих концентрации химических элементов обычно незначительных кларков, при возникновении месторождений тальковых руд происходит накопление или даже, скорее, некоторая перегруппировка компонентов, наиболее широко распространенных в земной коре. Тальк — породообразующий минерал, а процессы его образования и концентрации — суть явления петрогенетические. В связи с этим естественно, что в числе факторов размещения тальковых руд гораздо большее значение, чем для руд различных металлов, приобретает литологический фактор, который следует считать решающим. Наоборот, несмотря на эндогенное происхождение тальковых руд магматический контроль непосредственно в размещении их месторождений проявляется в неизмеримо меньшей степени, чем для эндогенных руд металлов. Как показали исследования автора, представления о специфических тальконосных или талькопроизводящих интрузиях или магматических комплексах более или менее приложимы лишь для гипербазитовой группы, где в связи с особенностями развития магматизма в разных формациях с участием ультраосновных пород определенную роль приобретает фациально-магматический фактор. Широко бытующие представления о решающей роли гранитных интрузий в талькообразовании, как будет показано ниже, в равной мере не соответствуют действительному положению вещей в отношении обеих главных групп тальковых руд.

Первичные тальковые руды возникают лишь в условиях метаморфизма, и огромная роль в размещении их месторождений, естественно, принадлежит метаморфическому фактору. В общем смысле известная приуроченность метаморфизма различной интенсивности к разным возрастным геологическим комплексам в сильной степени сказывается и на размещении тальковых руд. В связи с этим можно выделять условный стратиграфический фактор размещения, который также определяется существованием эпох внедрения гипербазитов и периодов наиболее интенсивного доломитообразования. Наконец, поскольку благоприятные стратиграфические комплексы выступают лишь в определенных геоструктурных единицах, можно говорить и о регионально-тектоническом факторе размещения.

Естественно, что в числе локальных факторов размещения опять-таки фигурируют те же: литологический, метаморфический и тектонический. Особую роль здесь иногда приобретают также гипергенно-денудационные факторы, обусловливающие возникновение своеобразных вторичных тальковых руд, иногда представляющих, несомненно, больший практический интерес по сравнению с первичными.

Все факторы размещения тальковых руд в той или иной мере взаимно связаны и в большинстве случаев представляют видимое геологическое выражение условий возникновения термохимической и термодинамической обстановки, наиболее благоприятной для массового талькообразования. Поэтому иногда бывает трудно четко разграничить взаимообусловленную роль этих факторов, да это в ряде случаев в практическом (прогнозном) отношении и не имеет решающего значения. Сочетание факторов размещения определяет возникновение тальконосных провинций и позволяет выделять регионы, благоприятные для поисков месторождений тальковых руд.

Для двух основных групп месторождений тальковых руд мы располагаем довольно неравноценным материалом, так как месторождений гипербазитовой группы, известных у нас давно, насчитываются многие сот-

ни (включая мало изученные объекты), тогда как месторождения магнезиально-карбонатной группы в СССР пока исчисляются единицами. Опыт обобщения на современном уровне знаний закономерностей размещения месторождений талька в целом отсутствует. Тем не менее уже можно по сходной схеме рассмотреть закономерности размещения месторождений обеих главных групп.

В связи с выявленной выше основной задачей развития сырьевой базы тальковых руд — необходимостью расширения и улучшения территориального размещения месторождений безжелезистых тальковых руд — в дальнейшем изложении целесообразно основное внимание уделить магнезиально-карбонатной группе, которая к тому же хуже освещена в литературе.

Магнезиально-карбонатная группа

Общие факторы размещения

Литологический фактор. Месторождения безжелезистых тальковых руд по имеющимся в литературе сведениям размещаются в карбонатных породах, кварцитах, филлитовых и некоторых других сланцах и даже гранитах. Подобное разнообразие вмещающих пород при недостаточно ясном источнике магния в ряде случаев обусловливало выделение нескольких самостоятельных типов месторождений безжелезистого талька, например, в классификации В. В. Аршинова и П. Н. Соколова (1945), а также порождало зачастую предположения о привносе магния из магматического источника. Последние представления в известной мере были отражением ранее широко распространенного и ныне отвергнутого мнения о колоссальных проявлениях гидротермальной или вообще эпигенетической доломитизации известняков, возникшего у геологов, изучавших Альпы. Однако все это разнообразие условий локализации месторождений безжелезистых тальковых руд при ближайшем рассмотрении оказалось тесным образом связанным лишь с одним типом пород — доломитами. Самая общая причина специфической для месторождений талька этой группы низкой железистости обусловлена геохимическими особенностями поведения магния и железа в гипергенном цикле. Магний и железо первично вовлекаются в осадочный процесс преимущественно за счет разрушения ультраосновных и основных магматических пород, богатых этими компонентами и представляющих производные подкоровых зон Земли. Однако при гипергенезе происходит дифференциация этих элементов, и железо накапливается преимущественно в континентальных осадках или терригенных толщах, отложившихся в прибрежных или несколько более глубоких условиях открытого моря. Магний же концентрируется в доломитовых осадках полузамкнутых или замкнутых бассейнов повышенной солености или в соленосных толщах бассейнов высокой солености. Соленосные формации преимущественно известны в платформенных отложениях, где талькообразование проявиться не могло из-за отсутствия метаморфизма в обычном петрографическом его понимании. Тем не менее известны отдельные сомнительные указания на уникальные находки отдельных новообразованных чешуек талька в связи с солями. В принципе нельзя совершенно исключать возможности образования скоплений талька при метаморфизме геологических формаций, вмещающих соленосные толщи, хотя подобные скопления до сих пор и не известны.

В литературе имеются указания на связь тальковых месторождений как с доломитами, так и с другими карбонатными породами: известняка-

ми и магнезитами. Большинство указаний на залегание тальковых залежей в известняках основано на недоразумениях в связи с распространенной неправильной практикой собирательно называть карбонатные породы известняками; при ближайшем рассмотрении во всех таких случаях карбонатные породы оказывались доломитами. Имеющаяся же действительно приуроченность месторождений талька к магнезитам не представляет самостоятельного значения, так как вмещающие магнезиты тесно связаны с доломитами и представляют продукт их метаморфической дифференциации.

Приуроченность месторождений безжелезистых тальковых руд к метаморфическим сланцам и другим алюмосиликатным породам также не имеет существенного самостоятельного значения. В подобных случаях месторождения обычно располагаются в непосредственном соседстве с доломитами и тальковые руды являются апоалюмосиликатными образованиями магнезиально-карбонатной группы. Так, например, неясные указания на залегание тальковых руд в гранитах на Люзенакском месторождении в Пиринеях (Vie_1, 1956) сочетаются здесь с более широко распространенными в тальконосной зоне аподоломитовыми талькитами. Маутернское месторождение талька в Австрии, иногда рассматривавшееся как пример залегания талькитов в сланцах, имеет по данным Вейншенка (Татаринов, 1934_2) удивительно четкую приуроченность к контакту углисто-кварцевых сланцев с доломитами. Аналогичным образом в случаях подобного залегания талькитов в СССР они также сопряжены с апомагнезиально-карбонатными тальковыми рудами. Тальковые породы смешанного состава (сланцы) в регионально-метаморфизованных древних толщах в некоторых случаях описываются без указания на трудно устанавливаемый исходный материал. Подобные породы в тех случаях, когда не обнаруживается их апогипербазитовая природа, могут быть нормально метаморфизованными без существенной миграции вещества мергелистыми доломитами. Однако подобные образования не совсем ясного генезиса представляют лишь петрографический интерес и ни в одном случае не разрабатывались промышленностью. Во всех же промышленных месторождениях безжелезистых тальковых руд наличие исходных доломитов несомненно. В связи с подобной четкой связью скоплений тальковых руд с доломитами теряют всякую ценность представления о привносе магния гидротермальными растворами из магматического очага, обычно гранитоидного. Эти последние представления противоречат и установленному типичному направлению эволюции различных магм, так как при всех детальных исследованиях геохимической эволюции магматических комплексов или отдельных интрузий обычно устанавливается, что магний входит в кристаллизующиеся массы на первых этапах кристаллизации, но не накапливается в остаточных продуктах. Все эти наблюдения и соображения позволяют полагать, что во всех случаях образования скоплений безжелезистых тальковых руд источником магния были его гипергенные концентрации в форме доломитов. Таким образом, общий литологический фактор размещения тальковых руд можно определить следующим образом: возникновение безжелезистых тальковых руд в практически интересных масштабах осуществляется лишь в геологических комплексах, содержащих доломиты, к которым в основном непосредственно и бывают приурочены тальковые руды, частично возникающие также за счет контактово-реакционного метасоматоза в ассоциирующих с доломитами алюмосиликатных породах.

М е т а м о р ф и ч е с к и й ф а к т о р. Помимо наличия необходимых химических компонентов, возможность образования минералов определяется также соответствующими термодинамическими условиями.

В настоящее время неизвестны достоверные случаи образования талька в условиях земной поверхности. Синтез его осуществлялся лишь при повышенных температурах. По геологическим наблюдениям уже давно укоренилось в литературе представление о тальке как о довольно низкотемпературном метаморфическом минерале. В приложении к метаморфизованным магнезиально-карбонатным породам тальк рассматривается как первый типоморфный новообразованный метаморфический минерал в серии дедоломитизации (прогрессивного термического метаморфизма) кремнеземистых доломитов (Tilley, 1951; Смолин, 1955, $1960_{1,2}$). В системе метаморфических фаций Эскола (Eskola, 1920; Barth, Correns, Eskola 1939) тальк приводится как типоморфный минерал фации зеленых сланцев и не указывается в парагенезисах фаций более интенсивного метаморфизма. Однако в результате экспериментальных исследований Боуэна и Туттла (1950), впоследствии подтвержденных Иодером (1954), выяснилась устойчивость талька в присутствии значительных давлений H_2O до температур 800° и совместная кристаллизация с такими значительно более высокотемпературными в геологическом понимании минералами как форстерит, антофиллит, энстатит, пироп. Вероятно, в значительной мере под влиянием этих экспериментов в последней предложенной схеме метаморфических фаций (Fyfe, Turner, Verhoogen, 1959) тальк указан как в парагенезисах фации зеленых сланцев, так и в фациях более интенсивного метаморфизма: альбитово-эпидотово-роговиковой и роговообманково-роговиковой. В последней отмечается его равновесное образование совместно с форстеритом и одновременное с парагенезисами, включающими также диопсид и шпинель. Следует отметить, что примеры подобных парагенезисов известны лишь по описаниям Даррела (Durrell, 1940). Автору для СССР известен лишь один случай, когда высказывались с большой долей сомнения предположения о возникновении талька совместно с безводными высокотемпературными силикатами в энстатитово-антофиллитово-тальковых породах — глубоко метаморфизованных гипербазитах Сысертского района на Урале, которые во многих отношениях представляют необычное явление. Вся сумма наблюдений свидетельствует о возникновении талька в условиях низкотемпературного метаморфизма в парагенезисе с водусодержащими силикатами такими, как хлорит, серпентин, и значительно реже — безглиноземистыми амфиболами и слюдами. При этом тальк чаще всего описывался как гистерогенный минерал. В ряде случаев реликты замещаемых тальком высокотемпературных минералов обнаружены и на месторождениях талька магнезиально-карбонатной группы, в связи с чем даже была предложена классификация тальковых месторождений по характеру таких реликтов и широко бытовало представление, что тальк вообще в крупных массах образуется лишь при регрессивном метаморфизме.

Действительно, и на примере отечественных месторождений подтверждается, что главный этап талькообразования связан часто с регрессивной фазой метаморфизма. Однако на отечественных месторождениях тальковые залежи приурочиваются к комплексам, претерпевшим метаморфизм не выше амфиболитовой фации. С другой стороны, крупнейшее Киргитейское месторождение связано с синийским комплексом, подвергшимся лишь раннему метаморфизму и только частично отвечающему мусковитово-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. В этом случае процесс талькообразования представлял наивысшее проявление метаморфизма и относился к его прогрессивной ветви. В видимой связи с приуроченностью процесса образования тальковых залежей к прогрессивной и регрессивной ветви метаморфизма находятся и определенные особенности локализации и состава тальковых руд, которые будут рассмотрены

ниже. Таким образом, тальковые месторождения по наблюдениям автора представляют все-таки образования метаморфической фации зеленых сланцев, но относятся или к прогрессивному метаморфизму этой фации, или к регрессивному метаморфизму в комплексах, претерпевших метаморфизм не выше амфиболитовой фации. Позитивные наблюдения на выявленных месторождениях тальковых руд в этом отношении могут быть подкреплены и негативными – тальковые месторождения до сих пор неизвестны на территории СССР в глубоко метаморфизованных породах алдано-слюдянского комплекса, относящихся к гранулитовой фации метаморфизма, несмотря на широкое развитие в его составе благоприятных для талькообразования магнезиально-карбонатных пород. Представления о тальке как минерале фаций высокого метаморфизма, зиждущиеся на экспериментах, нуждаются в дальнейшем обосновании, впрочем как и другие неувязки в интерпретациях экспериментальных данных применительно к природным объектам. Связь месторождений талька с прогрессивным метаморфизмом фации зеленых сланцев естественна, ибо эти термодинамические условия наиболее благоприятны для талькообразования. Как представляется автору, близость максимального метаморфизма вмещающих комплексов и процессов талькообразования, протекавших при регрессивном метаморфизме, может получить отчасти объяснение в связи с быстрым падением энергетического потенциала при регрессивном метаморфизме, чем, вероятно, и объясняется сохранность высоко метаморфизованных пород, в которых всегда в какой-то мере наблюдаются регрессивные явления. Однако эти регрессивные превращения по мере удаления от условий максимального метаморфизма имеют лишь качественно-минералогическое значение, но не приводят к заметным скоплениям образующихся продуктов. В связи с этим, например, любопытно отметить, что, рассматривая пироксеново-гранулитовую субфацию метаморфизма (к которой относится и алдано-слюдянский комплекс), Тернер и Ферхуген отмечают, что в породах этой субфации нередко проявляется регрессивный метаморфизм наиболее близкой к ней роговообманково-гранулитовой субфации и значительно реже — диафторез в условиях наиболее высокотемпературной субфации амфиболитовой фации — альмандиново-амфиболитовой.

Намечающаяся связь месторождений талька с определенными метаморфическими фациями может получить, однако, и иное объяснение в свете теоретических представлений Д. С. Коржинского (1957_2) о влиянии глубинности на парагенезисы системы $MgO—CaO—SiO_2— H_2O—CO_2$. При анализе минеральных парагенезисов этой системы методом детерминант была построена их диаграмма в координатах химических потенциалов воды и углекислоты. В связи с выявленной ранее Д. С. Коржинским зависимостью режимов воды и углекислоты от давления оказалось возможным на построенной диаграмме установить, что поля устойчивости парагенезисов с участием талька выклиниваются как с нарастанием глубинности, так и при очень незначительном давлении. Таким образом, тальк в свете этого положения преимущественно должен быть минералом умеренных глубин. В известной мере подобным условиям как раз и отвечают амфиболитовая и зеленосланцевая метаморфические фации, тогда как алдано-слюдянский комплекс по представлениям всех исследователей, является очень глубинным образованием. Вместе с тем тальк неизвестен и в наименее глубинных условиях цеолитовой метаморфической фации и в продуктах изменения современных вулканических пород.

В довольно обширном и пока неопределенном в абсолютном выражении интервале умеренных глубин термодинамические условия образования талька могут возникать под влиянием различных причин и прежде

всего (в видимом выражении) в результате контактного или регионального метаморфизма. Выше уже была отмечена несостоятельность концепции о магматогенном источнике магния для талькообразования. Источником кремнезема, как это можно полагать из условий залегания тальковых руд в кварцитах, филлитах и тому подобных существенно кремнеземистых парапородах, также могли служить отнюдь не гранитные интрузии, как это указывается обычно в учебных руководствах. При столь ограниченной генетической связи тальковых руд с гранитными интрузиями естественно предполагать, что для массового талькообразования совершенно не существен характер метаморфизма и лишь необходимо наиболее благоприятное по длительности его проявление в интервале, соответствующем условиям возникновения талька. В этом отношении региональный метаморфизм априорно можно расценивать как более благоприятный для возникновения скоплений тальковых руд. Таким образом, метаморфический фактор размещения месторождений тальковых руд можно сформулировать следующим образом: для возникновения скоплений тальковых руд наиболее благоприятны по признаку метаморфизма регионально-метаморфизованные толщи, претерпевшие метаморфизм в интервале условий от зеленосланцевой до амфиболитовой метаморфических фаций. Фактическое размещение месторождений преимущественно соответствует этому условию.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й ф а к т о р носит чисто условный характер и целиком обусловлен интерференцией двух предыдущих основных факторов размещения, а именно: направленностью доломитообразования в геологической истории развития Земли и условиями проявления метаморфизма, наиболее благоприятного для талькообразования. Как известно, рассматривая доломитообразование, Н. М. Страхов (1951) установил его эволюцию в осадочном процессе. Доломиты гораздо интенсивнее и шире отлагались в отдаленные геологические эпохи, и в настоящее время осаждение доломита происходит лишь как экзотическое явление. Действительно, в наиболее древних парапородах Земли — архейских кристаллических толщах присутствуют, насколько известно автору, лишь доломитовые карбонатные горизонты. Кальцитовые мраморы в архейских комплексах чрезвычайно редки и для них удается установить в ряде случаев вторичное происхождение за счет доломитов, как это имеет место в Слюдянском районе Прибайкалья (Жеру, 1958; статья Н. Т. Чулкова и В. Н. Янчуковского в настоящем сборнике). В протерозойских и синийских (рифейских) отложениях доломиты в ряде случаев преобладают, но наряду с ними большую роль зачастую играют и известняки. Палеозойские комплексы также в ряде случаев содержат мощные толщи доломитов, а в более молодых отложениях они встречаются уже гораздо реже. К сожалению, не всегда ясен фациальный состав карбонатных пород даже в обширных областях, и их иногда до сих пор собирательно называют известняками.

С другой стороны, региональный метаморфизм также развит преимущественно в древних сложно дислоцированных комплексах. При этом, как уже отмечалось выше, древнейшие архейские метаморфические комплексы, относящиеся к гранулитовой метаморфической фации, довольно неблагоприятны для талькообразования, а толщи амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, наиболее благоприятные для талькообразования, во многих регионах по геологическим соотношениям с древнейшими породами, по флористическим находкам и по соотношениям с заведомо палеозойскими комплексами относятся к позднему докембрию — протерозою и синию. В некоторых случаях само выделение протерозоя бывает основано преимущественно на степени метаморфизма. Подобные

условия регионального метаморфизма возникали и в более молодых дислоцированных толщах, однако в них гораздо реже встречаются доломиты. Таким образом, условный стратиграфический фактор размещения выражается в наиболее благоприятном для массового талькообразования характере докембрийских, преимущественно протерозойских и синийских комплексов.

Регионально-тектонический фактор также в значительной мере носит условный характер и, по-существу, суммирует все предыдущие факторы размещения. Следует прежде всего отметить одно несомненное обстоятельство: месторождения талька неизвестны в недислоцированных отложениях, все они приурочены к регионам интенсивной складчатости, в которых, вероятно, только и возможно обнаружение месторождений тальковых руд. Однако в связи с указанным выше стратиграфическим фактором можно отметить, что благоприятные комплексы выступают в определенных геоструктурных единицах — зонах протерозойских складчатостей или докембрийских ядрах более молодых складчатых систем. Естественно, не исключена возможность возникновения месторождений талька и в интенсивно метаморфизованных толщах иного структурного положения, преимущественно в нижних структурных этажах палеозойских и более молодых складчатых систем, как это имеет место, например, в ряде европейских месторождений талька, связанных с палеозойскими карбонатными породами Альпийской зоны. Однако все промышленные месторождения, да и талькопроявления магнезиально-карбонатной группы в СССР и во многих других странах (Индии, Афганистане, Китае, Корее, Канаде и т. д.), приурочены именно к геоструктурным единицам, отмеченным выше как наиболее благоприятные для локализации месторождений безжелезистых тальковых руд.

Локальные факторы размещения

Литологический фактор. Если в общем виде возможность образования месторождений безжелезистых тальковых руд в некотором геологическом комплексе определяется присутствием в нем доломитовых пород, то конкретные условия их локализации определяются или наличием исходных пород смешанного кремнисто-доломитового состава, за счет которых при метаморфизме возникают тальковые камни, чаще неравномерного и пестрого состава, или присутствием в доломитовых толщах прослоев силикатных пород, на контактах с которыми возникают скопления талькитов. Следует еще раз заметить, что ни на одном месторождении не удалось достоверно установить роль гранитоидов как источников кремнезема, так как даже в таких четко приуроченных к контактным ореолам гранитных интрузий месторождениях как Светлоключское, Бираканское и Чулактауское имеются несомненные признаки извлечения кремнезема из прослоев существенно кремнеземистых пород осадочной толщи и признаки десиликации этих прослоев. В обширном районе, прилегающем к крупнейшему Киргитейскому месторождению и всему Удерейскому тальконосному полю, вообще отсутствуют какие-либо интрузии.

Характер силикатных пород, участвующих в контактово-реакционном талькообразовании, однако, далеко не безразличен, и наиболее важное заключение о роли литологического фактора представляет установленная связь важнейшей качественной характеристики тальковых руд — железистости, с содержанием железа во всех породах метаморфизующейся толщи. Это обстоятельство, обусловленное контактово-инфильтрационным происхождением талькитов, выясняется при самом беглом сопостав-

лении месторождений. На Киргитейском и Бираканском месторождениях, где содержание окислов железа составляет 0,1—0,2%, в разрезе метаморфизующейся толщи присутствуют очень маложелезистые породы — кварциты, кварцево-серицитовые и углисто-глинистые сланцы. С другой, стороны, на Онотских месторождениях, где содержание окислов железа в тальковых рудах составляет в среднем 1,5% и местами возрастает до 4%, широко развиты амфиболиты, содержащие до 15% Fe_2O_3. Эти амфиболиты, служившие источником кремнезема, резко обеднялись железом при сопряженном с талькообразованием превращении в различные хлоритовые породы, с чем и связана, очевидно, высокая железистость не только апосиликатных, но и апокарбонатных онотских талькитов. Таким образом, при оценке перспектив обнаружения особо качественных руд в каком-либо комплексе следует учитывать всегда присутствие и количественную роль в разрезе таких обогащенных железом пород, как, например, основные эффузивы или джеспилиты и т. п.

В отдельных тальконосных полях устанавливаются частные особенности литологического контроля локализации тальковых руд как в магнезиально-карбонатной, так и силикатной среде. Так, если на Киргитейском месторождении апокарбонатные тальковые руды локализуются в доломитах, то в Онотском рудном поле они приурочены исключительно к магнезитам и не образуют сколько-нибудь заметных скоплений в доломитах. Вместе с тем и силикатные породы с разной активностью участвуют в контактово-реакционном метасоматозе. Так, на Киргитейском месторождении находящиеся в равных условиях кварциты и филлиты несоизмеримо различно оталькованы и десилицированы. В первых залегают мощные (десятки метров) рудные тела, а во вторых в непосредственном контакте с аподоломитовыми талькитами возникают узкие (не более 1—2 *м*) зоны хлоритсодержащих талькитов или несколько более крупные зоны тальково-хлоритового камня. Подобные проявления литологического контроля пока еще установлены в ограниченном количестве, но они свидетельствуют о весьма важной его роли, проявляющейся многообразно, но характерным образом для отдельных рудных полей.

М е т а м о р ф и ч е с к и й ф а к т о р оруденения, устанавливаемый по ряду петрографических признаков лишь при детальных наблюдениях, проявляется в типах и интенсивности метасоматоза, в связи с прогрессивной и ретроградной ветвью метаморфизма, в последовательности различных явлений метаморфической дифференциации. Все эти особенности метаморфизма обусловливают возникновение тех или иных типов зональности месторождений и, следовательно, различия в размещении разных типов руд в пределах тальконосных полей.

Как известно, контактово-реакционные явления теоретически подразделяются Д. С. Коржинским на биметасоматические, связанные с диффузионным метасоматозом, и инфильтрационные, вызванные переносом вещества в просачивающихся растворах.

Реакционный обмен компонентами, очевидно, должен приводить к возникновению сопряженных апосиликатных и апокарбонатных метасоматитов, объемные соотношения которых регулируются балансом привноса — выноса компонентов. Проще эти соотношения выявляются для биметасоматоза, при котором за счет диффузии поперек крутопадающих контактов на одном эрозионном срезе должны возникать оторочки эквивалентных мощностей. Подобные соображения послужили даже основой для классификации месторождений талька по признаку процесса их образования (Романович, 1960_{3-4}). Предлагалось также практическое использование расчетов мощностей зон для определения скрытых наносами частей тальковых залежей и т. п. (Романович, 1959_1). Действительно

элементарным расчетом можно, например, определить, что при наиболее типичном на Онотских месторождениях сопряженном образовании талькитов по магнезитам и антигоритово-хлоритовых пород по амфиболитам соотношения мощностей этих зон должно составлять 1 : 3 (Наделяев, Смолин, 1958). Однако практически наблюдаются самые разнообразные отношения этих мощностей, и в некоторых случаях талькиты возникают не только в магнезитах, но и в амфиболитах. Подобные нессоответствия мощностей реакционных зон неоднократно служили основанием для критики представлений о метаморфической дифференциации как механизме образования тальковых оторочек (в гипербазитах). Следует, однако, заметить, что при детальных исследованиях устанавливается весьма ограниченная роль чистого биметасоматоза, распространяющегося, как правило, лишь на расстоянии десятков сантиметров (Лицарев, 1958_2). Реакционный метасоматоз в природе, особенно при возникновении крупных скоплений метасоматитов, почти всегда осуществляется за счет более эффективного механизма переноса вещества просачивающимися восходящими растворами. Основанием для таких представлений в отношении тальковых месторождений может служить, например, удивительное постоянство состава талька в крупных рудных телах Киргитейского месторождения. Такое постоянство состава минералов, характеризующихся изоморфными соотношениями компонентов, возникает лишь при инфильтрационном метасоматозе (Коржинский, 1955_1; Жариков, Подлесский, 1959). Естественно, при инфильтрационном метасоматозе нельзя ожидать возникновения эквивалентных оторочек в горизонтальном срезе. Поэтому критика контактово-реакционного происхождения талькитов на основании асимметрии оторочек кажется беспредметной. Аналогичным образом представляются лишенными реальной базы предложения о практическом использовании расчетов мощностей. В природе процесс протекает значительно сложнее, чем по простой схеме биметасоматоза. Вместе с тем несомненная сопряженность десилицированных силикатных пород, обогащающихся при метаморфизме магнием, и силифицированных магнезиально-карбонатных пород, возникающих при оталькований, позволяет в качестве единственно возможного механизма образования талькитов в большинстве случаев предполагать лишь контактово-реакционный метасоматоз.

Тальковые месторождения магнезиально-карбонатной группы представляют в целом зоны метасоматоза, аккумулирующие магний. В современных срезах на месторождениях мы не находим пород, обедненных магнием по сравнению с исходными доломитами. Это также свидетельствует о существовании вертикальной метасоматической зональности достаточно крупных масштабов. В связи с этим необходимо несколько остановиться на магнезитах, как правило, ассоциирующих с месторождениями талька и представляющих также участки обогащения доломитов магнием, возникшие в результате метаморфической дифференциации. Многолетняя дискуссия о генезисе магнезитов еще не завершена и до сих пор имеются сторонники их первично-осадочного происхождения. Однако ни в одном руководстве по осадочной петрографии магнезиты доломитовых толщ не рассматриваются как осадочные образования. Исследованиями А. И. Цветкова и Н. М. Страхова (1944) установлено, что заведомо осадочный магнезит присутствует лишь в отложениях бассейнов повышенной солености в ассоциации с гипсом, ангидритом, солями, но никогда не образует здесь крупных, существенно мономинеральных скоплений. Подобные магнезитсодержащие породы впоследствии были установлены в значительных количествах в палеозойских отложениях Заволжья. Кристаллические магнезиты саткинского типа присутствуют лишь

в древних метаморфизованных доломитовых толщах. При детальных наблюдениях на месторождениях магнезитов в изобилии обнаруживаются признаки их метасоматического образования по доломитам в виде секущих залежей, реликтовых включений доломитов, реликтов структуры доломитов. Иногда предполагается, что подобные взаимоотношения возникли при частичном перераспределении вещества в условиях метаморфической перекристаллизации магнезитов. Однако подобным взглядам противоречит обычное более крупнокристаллическое сложение магнезитов по сравнению с доломитами. На месторождениях магнезитов мы отчетливо видим первичные тонкозернистые доломиты или их разности, перекристаллизованные при метаморфизме, тогда как для магнезитов таких исходных пород обнаружить не удается. Вместе с тем в гипергенных условиях, в коре выветривания гипербазитов и в соленосных толщах магнезит образует чрезвычайно тонкозернистые скрытокристаллические агрегаты. Магнезиты, встреченные в доломитах южной части Малого Хингана, в целом имеют тонкозернистое сложение, что резко отличает их от магнезитов Саткинского типа. Однако и тут мы при явно метасоматических соотношениях их с доломитами не можем выделить первичные осадочные и вторичные их разности, переотложенные при метаморфизме, тогда как подобные генерации доломита выделяются без всякого труда. Механизм метаморфической дифференциации доломитов с образованием богатых магнием растворов получил в настоящее время экспериментальное обоснование в виде инконгруентного растворения доломита в углекислых растворах при повышенных температурах (Янатьева, 1954). В результате такого растворения магний переходит в раствор, а известковая составляющая доломитов остается в осадке в виде кальцита. С подобным механизмом возникновения магниевых растворов согласуются наблюдения над гипогенным раздоломичиванием (Жеру, 1958; Смолин, 1960_2), при котором доломиты замещаются кальцитовыми мраморами. Очевидно гипогенное раздоломичивание достаточно широко проявляется в природе, но обычно подобные вторичные кальцитовые мраморы без детального их изучения принимались за первичные перекристаллизованные известняки. В частности, автору удалось наблюдать возникновение таких вторичных кальцитовых пород по доломитам в ассоциации с магнезитами Самарской группы месторождений на Малом Хингане. Это подтверждает давно уже высказанное А. Е. Ферсманом (1953) предположение о возникновении хинганских магнезитов в результате метаморфической дифференциации доломитов. Обычно отсутствие подобных раздоломиченных пород в непосредственной ассоциации с магнезитами объясняется, видимо, вертикальной зональностью, в связи с чем раздоломиченные породы должны находиться, как правило, глубже срезов магнезитовых месторождений. Таким образом, ассоциация магнезитов и талькитов в метаморфизованных доломитовых толщах получает объяснение в связи с тем, что как те, так и другие представляют продукты метаморфической дифференциации доломитов, аккумулирующие магний. Однако природа тесной связи их еще недостаточно ясна. В частности, пока не удалось достоверно установить, что талькиты и магнезиты могут быть членами единой метасоматической колонки. На Киргитейском месторождении имеются линзы магнезитов, но талькиты почти исключительно замещают доломиты. На Онотских месторождениях талькиты приурочены только к магнезитам, однако ряд наблюдений позволяет предполагать разновременность образования талька и магнезита. Крупные тела магнезитов здесь иногда в контактах с амфиболитами содержат лишь очень незначительные реакционные пары тальковых и хлоритовых оторочек. С другой стороны, тальковые тела в магнезитах сопровождаются на их продолжении иногда

тальково-кальцитовыми и кварцево-доломитовыми зонами в области развития доломитов, вмещающих магнезиты. Это, как будто, свидетельствует о наложении кремнекислого метасоматоза на уже существующие тела магнезитов в доломитах. Таким образом, возрастные соотношения талькитов и магнезитов не всегда ясны. Можно, однако, наметить некоторые особенности метаморфической дифференциации, приводящей к талькообразованию в зависимости от его проявления на прогрессивном или регрессивном этапе метаморфизма. В условиях прогрессивного метаморфизма на Киргитейском месторождении интенсивный метасоматоз приводит к образованию мощных зон субмономинеральных талькитов в доломитах, лишь кое-где в головных частях жил, сопровождающихся незначительными зонами тальково-доломитового камня. При регрессивном метаморфизме, в условиях падающей температуры, талькообразование протекает менее благоприятно для возникновения мономинеральных талькитов. На Бираканском месторождении тальковые руды преимущественно представлены тальково-доломитовыми камнями, а из трех небольших тел талькитов одно несомненно приурочено к магнезитам. В Онотском тальконосном поле, как уже отмечалось, талькиты исключительно приурочены к магнезитам. Наконец, на Светлоключском месторождении, для тальковых руд которого, правда, не всегда, ясна их метасоматическая природа, в ассоциации с тальком широко распространен кальцит. Эти сопоставления позволяют предполагать, что в условиях нарастания температур метасоматоз осуществляется наиболее интенсивно и сопровождается резкой метаморфической дифференциацией, в результате чего происходит максимальная концентрация магния в аподоломитовых талькитах и интенсивный вынос кальция. При регрессивном метаморфизме метасоматоз протекает более вяло и возникают преимущественно тальково-доломитовые камни с менее интенсивным накоплением магния и выносом кальция, а талькиты локализуются лишь в наиболее благоприятных по химическому составу магнезитах. Наконец, при наиболее слабом метасоматозе, в условиях регрессивного метаморфизма образуется ассоциация тальк-кальцит, аналогичная продуктам нормального метаморфизма кремнистых доломитов.

Все эти наблюдения и предварительные выводы позволяют рассматривать тальковые руды, особенно наиболее качественные талькиты, как продукты контактово-инфильтрационного метасоматоза, а характер метасоматической зональности и возможности появления разных по составу и качеству тальковых руд увязывать с приуроченностью процесса талькообразования к прогрессивному или регрессивному этапам метаморфизма, из которых первый наиболее благоприятен для возникновения крупных скоплений особенно качественных мономинеральных талькитов.

Тектонический фактор. Инфильтрационный метасоматоз, который, как было отмечено выше, играет ведущую роль при возникновении месторождений тальковых руд, протекает наиболее интенсивно при наличии каналов для циркуляции растворов. Это главным образом и обусловливает достаточно четко выявляющуюся при детальных исследованиях связь месторождений талька с тектоническими структурами. В таких обширных тальконосных полях, как Онотское, расположенных в интенсивно метаморфизованных складчатых толщах, отчетливо выявляется общая приуроченность месторождений талька к региональному разлому и тектонический контроль более высоких порядков — связь месторождений с областями ундуляций складок, где, очевидно, интенсивнее происходит образование трещин, и, наконец, неизменное присутствие в пределах самих месторождений зон рассланцевания и брекчирования, непосредственно фиксирующих каналы циркуляции растворов. Еще бо-

лее резко проявляется тектонический контроль в менее метаморфизованных толщах, где сами условия метаморфизма, благоприятные для талькообразования, возникают лишь в непосредственной связи с разрывными нарушениями. Так, на Киргитейском месторождении в толще, претерпевшей в основном лишь ранний метаморфизм, температуры, благоприятные для талькообразования, возникали лишь в непосредственной связи с крупным разломом, сформировавшимся при складкообразовании. Наконец, на месторождениях хр. Малый Каратау (Гапеев, 1961) тальковые породы залегают лишь внутри крупных зон дробления и брекчирования. Эти примеры свидетельствуют, что изучение тектонической структуры для понимания месторождений талька не менее важно, чем для других эндогенных полезных ископаемых. Тектонический фактор в пределах каждого тальконосного поля проявляется в достаточной мере своеобразно и никаких единых рецептов по оценке структурного контроля пока предложить нельзя.

Гипергенно-денудационный фактор. Поведение талька в условиях поверхностного выветривания слабо освещено в печати. Тальк совершенно не описывается как минерал осадочных пород. Это представляется вполне естественным, так как, образуясь лишь в гипогенном цикле и обладая механической неустойчивостью, он при переносе очень легко разрушается и быстро рассеивается. По наблюдениям И. Ф. Романовича (1955), присутствие талька в аллювии может свидетельствовать лишь о непосредственной близости залежей талька. Вместе с тем высказывались предположения о переходе талька в условиях выветривания в более водные разности (Аршинов, 1952). Эти последние предположения, однако, не подтвердились. Тальк химически исключительно устойчив при выветривании, что отмечали И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951). Это подтвердилось и при исследованиях автора. На Киргитейском месторождении, а впоследствии и в некоторых других, обнаружились специфические порошковатые талькиты, переходящие на глубине в плотные руды. Детальное исследование порошковатых талькитов показало, что они связаны с линейной корой выветривания и представляют продукт очень интенсивной механической дезагрегации, сопровождающейся не только расщеплением первичных плотных талькитов на отдельные зерна, но в значительной степени также расщеплением зерен талька по спайности. Вместе с тем все особенности химического состава и физических свойств минерала талька в порошковатых талькитах полностью сохраняются, за исключением, возможно, поверхностных свойств, что, скорее, имеет отношение не к природе вещества, а к его агрегатному состоянию. Выветривание тальковых руд в современных условиях, как это было подмечено И. Ф. Романовичем (1955), сопровождается выщелачиванием карбонатного материала. Гораздо более интенсивно подобный процесс проявляется в мощных древних корах выветривания, где удаляются целые блоки карбонатных пород из талькитов. Примесь свободного кремнезема, например, реликтовая примесь кварца, обычно лишь очень слабо переотлагается, но существенно не выносится. Порошковатые талькиты, сохраняя все свойства первичного талька, вместе с тем оказываются очищенными от вредной примеси карбоната и, естественно, дезинтегрированными до состояния пригодности к непосредственному использованию их в виде талькового порошка. Таким образом, в корах выветривания талькитов возникают новые наиболее ценные типы тальковых руд.

В связи с механической неустойчивостью порошковатые талькиты в переотложенном состоянии встречаются лишь в непосредственной близости к месту залегания элювиальных талькитов при условии их быстрого

захоронения под иными осадками. Чаще всего такие переотложенные талькиты загрязняются терригенным материалом, как это имеет место на Киргитейском месторождении. Однако в других специфических случаях они, наоборот, представляют наиболее ценный тип руд. Так, на Бейцухинском проявлении асбестина в Приморье выветривались метаморфизованные доломиты с довольно заметной примесью тремолита. По наблюдениям автора, располагающиеся рядом в карманах кварцитов скопления порошковатого асбеста, состоящего преимущественно из талька и коротковолокнистого тремолита, представляют тонко отмученные переотложенные продукты выветривания метаморфизованных доломитов.

Таким образом, выявление коры выветривания в тальконосных районах может свидетельствовать о возможностях обнаружения особенно ценных типов тальковых руд — порошковатых талькитов.

Конкретные условия проявления локальных факторов размещения тальковых руд, рассмотренных выше, целесообразно проиллюстрировать на примере основных тальконосных полей магнезиально-карбонатной группы в СССР.

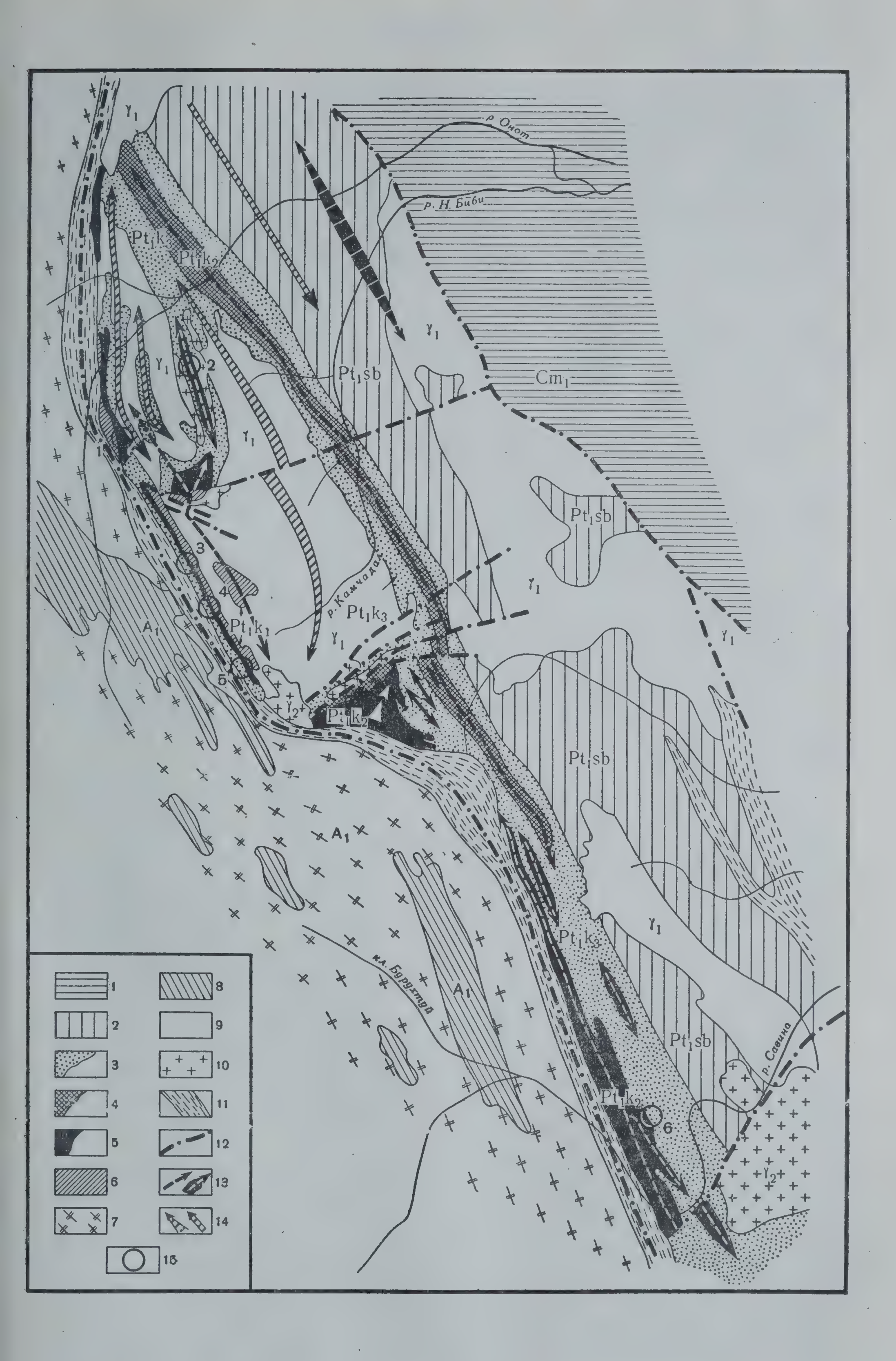
Условия локализации месторождений в отдельных тальконосных полях магнезиально-карбонатной группы

Онотское тальконосное поле приурочено к северо-восточному крылу так называемого Главного антиклинория Восточного Саяна — выступа докембрийского фундамента, обрамляющего с юга Сибирскую платформу. В интерпретации структуры рудного поля и стратиграфии слагающей его метаморфической толщи автор в основном разделяет представления К. М. Наделяева (Наделяев, 1956; Наделяев, Смолин, 1958), проведшего на Онотских месторождениях в период их разведки наиболее детальные исследования.

Общая площадь тальконосного поля составляет около 100 *км*². В целом оно вытянуто в северо-западном направлении и занимает одну из жестких чешуйчатых глыб, на которые здесь разбит выступ фундамента. В пределах этой глыбы развит комплекс метаморфических пород, несущий ряд общих признаков и ясно отличающийся от комплексов, развитых к юго-западу и северо-востоку. Строение рудного поля представлено на фиг. 1. С юго-запада региональное дизъюнктивное нарушение, сопровождающееся мощными зонами тектонитов (катаклазитов и милонитов, иногда минерализованных), отделяет рудное поле от более древнего комплекса пород, тогда как с северо-востока глыба с рудным полем ограничена также региональным разломом, за которым развиты спокойно залегающие терригенно-доломитовые отложения мотской свиты нижнего кембрия. Более древний докембрийский комплекс условно архейского возраста в основном сложен очковыми гранито-гнейсами и в меньшей степени вытянутыми в северо-западном направлении и зажатыми между

Фиг. 1. Схема структуры и размещения месторождений талька Онотского тальконосного поля

1 — мотская свита нижнего кембрия (доломиты, терригенные породы); *2—6* — нижний протерозой: *2* — свита Соснового Байца (кварциты, частично железистые; гранатово-роговообманковые, биотитовые, хлоритовые сланцы), *3* — камчадальская свита, верхнеамфиболитовый горизонт, *4* — камчадальская свита, продуктивный магнезиально-карбонатный горизонт, доломиты, *5* — камчадальская свита, продуктивный горизонт, магнезиты, *6* — камчадальская свита, нижнеамфиболитовый горизонт; *7—8* — нижний архей (*7* — очковые гранито-гнейсы, *8* — переслаивание амфиболитов, кварцитов и доломитов); *9* — протерозойские биотитовые граниты; *10* — протерозойские лейкократовые граниты; *11* — зоны тектонитов и главный региональный разлом; *12* — тектонические нарушения; *13* — оси антиклиналей; *14* — оси синклиналей; *15* — основные месторождения талька: *1*—Два Камня, *2*—Нижне-Самоходкинское, *3*— Камень, *4* — Камчадал, *5* — Свита жил, *6*—Савинское


р. Онот
р. Н. Биби
р. Камчадал
кл. Бурдхтал
р. Савина
Pt_1k_3
Pt_1k_2
Pt_1k_1
Pt_1sb
Cm_1
A_1
γ_1
γ_2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

гнейсами пачками переслаивающихся кварцитов, амфиболитов и доломитовых мраморов. Все эти породы круто (60—85°) падают на северо-восток и имеют кливаж слоистости с теми же элементами залегания, что и развивающийся в гранито-гнейсах. Кембрийские породы из северо-восточной глыбы, залегающие в основном субгоризонтально, в непосредственной близости к тектоническому контакту со средней глыбой приобретают северо-восточное падение и углы до 60°. Это может свидетельствовать о положительном характере движений блока с рудным полем.

В пределах средней докембрийской глыбы развиты условно нижнепротерозойские метаморфические породы, прорванные многочисленными интрузиями преимущественно протерозойских гранитов и в меньшей степени более молодых (вероятно, пермо-триасовых) мелких даек долеритов. Нижнепротерозойский комплекс подразделяется на две свиты — камчадальскую и свиту Соснового Байца, собранные в складчатость, интенсивность которой довольно резко возрастает в западной половине глыбы.

Камчадальская свита общей мощностью около 900 *м* подразделяется на три горизонта — нижнеамфиболитовый, продуктивный доломитовый и верхнеамфиболитовый. Нижнеамфиболитовый горизонт, мощностью 150—200 *м*, сложен сланцеватыми или массивными амфиболитами и роговообманковыми гнейсами, связанными постепенными переходами и местами мигматизированными. Продуктивный карбонатный горизонт мощностью от 100 до 200 *м* представлен доломитами, местами почти нацело замещенными магнезитом. Все жилы талька связаны с этим горизонтом. Верхнеамфиболитовый горизонт мощностью до 550 *м* отличается от нижнего присутствием прослоев кварцитов и биотитовых сланцев.

Свита Соснового Байца, согласно залегающая на верхних амфиболитах, мощностью до 1400 *м*, сложена гранатово-роговообманковыми, биотитовыми, хлоритовыми сланцами, кварцитами (частично железистыми с богатым оруденением).

В метаморфической толще в основном обнаруживаются стратиграфические закономерности залегания пород разного исходного состава. В направлении к обширным интрузиям гранитов не удалось установить какого-либо изменения интенсивности метаморфизма, что позволяет сделать заключение о региональном характере метаморфизма, в процессе которого и протекало, очевидно, в основном становление гранитов. По разрезу интенсивность метаморфизма также изменяется без видимой закономерности. В амфиболитах местами развиваются явно наложенные ассоциации с биотитом, актинолитом и хлоритом, но иногда в прослоях слюдистых и хлоритовых сланцев среди амфиболитов нет никаких признаков их наложенного образования и, следовательно, можно предполагать совместное присутствие в разрезе метаморфической толщи пород, относящихся как к амфиболитовой, так и зеленосланцевой метаморфическим фациям. Интересно отметить, что в доломитах в ряде случаев сохраняется терригенный кварц, нередко в них присутствует рассеянный тальк и лишь в виде исключения — тремолит. Это также характеризует некоторую неравномерность регионального метаморфизма.

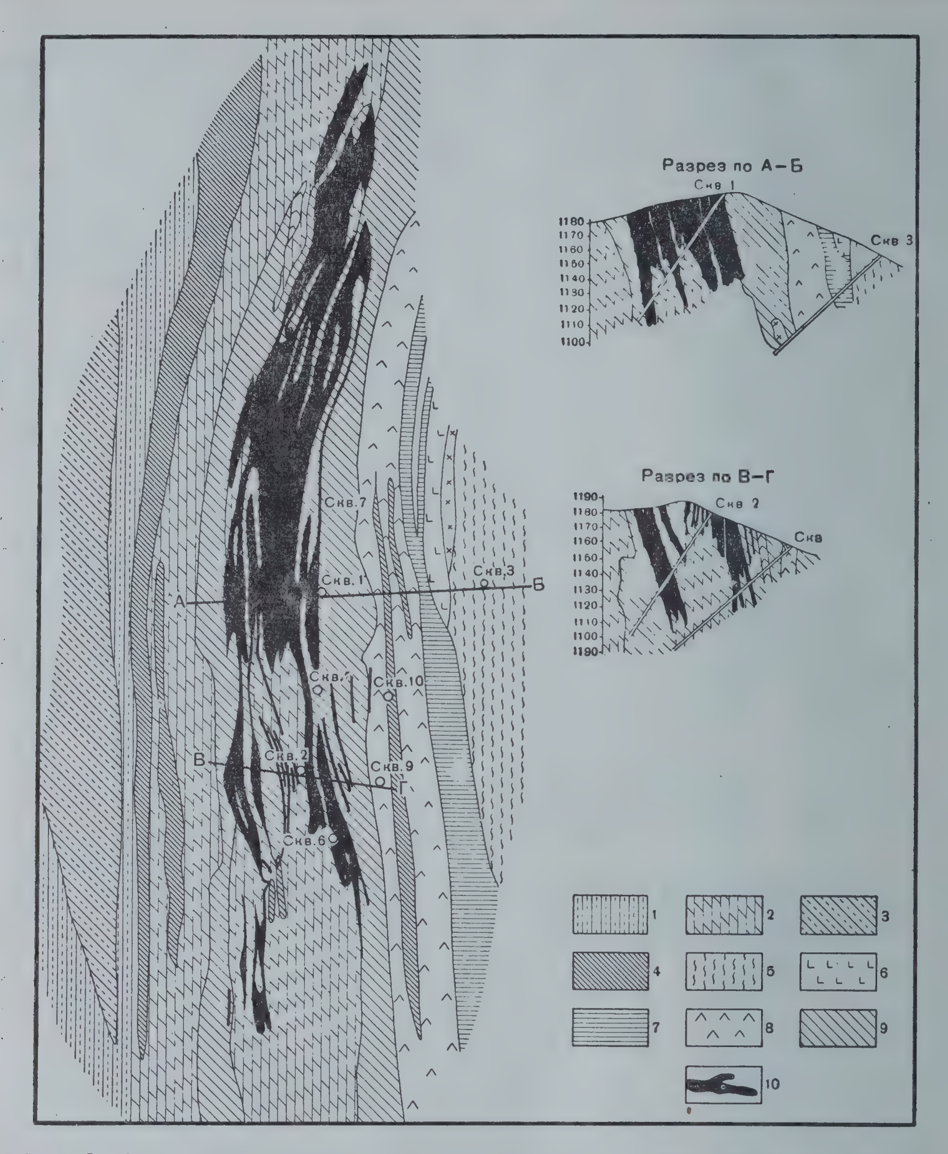
Вместе с тем вполне отчетливо устанавливается, что главный этап оталькования связан с регрессивным метаморфизмом, проявившимся в определенной зависимости от структуры рудного поля.

Складчатая структура рудного поля определяется наличием нескольких опрокинутых на юго-запад изоклинальных ундулирующих складок, для которых в основном прослежены их периклинальные замыкания. Местами эти складки приобретают более резкую брахиформность, которая в наиболее выраженном виде проявилась в средней части рудного поля в пространственной связи с коленообразным изгибом регионального текто-

нического нарушения, ограничивающего рудное поле с юго-запада. Вероятнее всего, региональный разлом наложился на сформировавшуюся или формирующуюся складчатую структуру протерозойской толщи, чем и обусловлена в общем согласная с ней морфология разлома, в частности, изгибы в районах наиболее крупных брахискладок. Помимо частичного срезания складок, об этом свидетельствует и усиление регрессивного метаморфизма протерозойской метаморфической толщи в связи с этим разломом, что позволяет предполагать более ранний характер максимального метаморфизма, очевидно, совпадавшего с основным этапом складкообразования. Этот разлом также явно сечет наиболее распространенные протерозойские плагиограниты.

Даже при беглом взгляде на схематическую карту тальконосного поля (см. фиг. 1) бросается в глаза разный характер продуктивного горизонта в восточных и западных полосах его проявления. Будучи повторенным в довольно напряженной складчатости, доломитовый горизонт содержит тела магнезитов лишь в западных полосах, тогда как в восточной полосе удалось обнаружить только единичные очень мелкие линзы магнезитов. Все месторождения талька, приуроченные лишь к магнезитам, также расположены в западных полосах и в основном тяготеют непосредственно к региональному разлому. В этом можно видеть контролирующую роль дизъюнктивной тектоники в мелком масштабе. В более крупном масштабе также обнаруживается роль структурного фактора. Магнезитовые тела, приуроченные к ядрам антиклинальных складок, наиболее широкого развития достигают в местах перегибов осей складок. В разведанных телах талькитов обычно устанавливаются тектонические рассланцованные и брекчированные зоны, которые свидетельствуют о местных элементах контроля дизъюнктивной тектоники. Одни только структурные наблюдения позволяют с уверенностью говорить о метаморфическом происхождении магнезитов. Изучение разреза доломитового горизонта в разных участках также не дает никаких оснований для предположений о первичной фациальной изменчивости его состава. Повсеместно первичные карбонатные породы имеют доломитовый состав, лишь местами в них установлены мелкие проявления вторичных кальцитовых мраморов. Наблюдения же за взаимоотношениями доломитов и магнезитов неизменно однозначно свидетельствуют о наложенном метасоматическом образовании последних. Крупнокристаллические магнезиты содержат в краевых частях реликтовые включения замещаемых ими мелкозернистых доломитовых мраморов; в них прослеживаются реликтовые черты структуры доломитов, а непосредственные границы нередко имеют резкий секущий характер.

В связи с наличием в районе многочисленных интрузий на первых этапах исследований высказывались разнообразные соображения о генетической связи талькового оруденения с одной из двух фаз гранитов или даже с долеритами. Однако какие-либо четкие доказательства в пользу этих гипотез отсутствовали. Впоследствии достоверно выяснилось более позднее образование долеритов, секущих тальковые жилы и вмещающие их магнезиты и вызывающих в обеих этих породах серпентинизацию. При детальных петрографических исследованиях в рудном поле, однако, удалось с несомненностью установить пространственно сопряженную и одновременную с отальковaнием магнезитов десиликацию амфиболитов с образованием за счет них разнообразных хлоритовых пород — хлоритово-антигоритовых, тальково-хлоритовых и т. п. Сопряженные тальковые апомагнезитовые и антигоритово-хлоритовые апоамфиболитовые оторочки встречаются повсеместно на контакте магнезитов и амфиболитов, но, очевидно, лишь в структурно благоприятных условиях образуются талькитовые зоны промышленных размеров.



Фиг. 2. Схема геологического строения талькового месторождения Камчадал

1 — кварцито-гнейсы; *2* — магнезиты; *3* — роговообманковые сланцы; *4* — эпидотово-хлоритово-роговообманковые сланцы; *5* — хлоритовые сланцы; *6* — гнейсовидные биотитовые плагиограниты; *7* — лейкократовые граниты; *8* — антигоритово-хлоритовые сланцы; *9* — серпентиниты; *10* — тальк

Не везде промышленные месторождения талька четко приурочены к контакту амфиболитов и магнезитов; в ряде случаев они представляют жилообразные согласные или секущие тела внутри магнезитов и гораздо реже мелкие жилы внутри антигоритово-хлоритовых пород или хлоритовых сланцев. Наиболее интенсивно процесс талькообразования проявился на месторождении Камчадал, где протяженность залежи талькитов достигает 500 *м*, а мощность — 40 *м*. Это месторождение расположено в непосредственном соседстве с региональным разломом, а разрез продуктивного горизонта на нем характеризуется присутствием прослоев силикатных пород внутри карбонатных. В очевидной связи с этими двумя моментами и находятся крупные масштабы месторождения. Схема геологи-

ческого строения месторождения (фиг. 2) хорошо иллюстрирует тесную ассоциацию талькитов с измененными (хлоритизированными) амфиболитами, в ряде случаев на удалении от залежи переходящими в неизмененные разности. Мощная залежь талька, однако, неоднородна и содержит прослои хлоритовых пород, частично показанные на схеме. Наряду с талькитами, отчетливо возникшими за счет магнезитов и иногда содержащими их реликты, в меньшем количестве имеются также талькитовые жилы, залегающие внутри хлоритовых пород и содержащие их реликты. С другой стороны, к западу от основной залежи талькитов, довольно интенсивно отальккованные магнезиты контактируют с тальково-хлоритовыми апоамфиболитовыми породами. В связи с неоднородным строением месторождение, в целом весьма благоприятное для крупной механизированной открытой разработки, несколько проигрывает.

Привлекает внимание и несколько худший химический состав талькитов этого месторождения. Талькиты здесь имеют в основном довольно темную зеленую окраску, и содержание окислов железа в них достигает 4%. Эти особенности состава тальковых руд Камчадала находят я в видимой связи с обилием здесь высокожелезистых пород — амфиболитов, содержащих до 15% Fe_2O_3 (а также и серпентинитов гипербазитового типа), тесно ассоциирующих и перемежающихся с талькитами. Более высокое качество талька на месторождении Два Камня связано с залеганием основных промышленных жил на некотором удалении от амфиболитов в магнезитах.

При рассмотрении этих соотношений возникает представление о прямой зависимости состава тальковых руд, в частности их железистости, от интенсивности переработки участвующих в контактово-реакционном процессе высокожелезистых алюмосиликатных пород. Вместе с тем нельзя категорически отрицать и возможную полигенетичность тальковых залежей. Встречающиеся в доломитах кварцевые жилы, которые, возможно, представляют жильную свиту наиболее поздних лейкократовых гранитов, могут в более благоприятной для талькообразования магнезитовой среде иметь своими аналогами тальковые жилы. Основанием для таких предположений могут служить некоторые наблюдения над метасоматической зональностью месторождений. Так, на Нижне-Самоходкинском месторождении жилы талька, залегающие в магнезитах, на продолжении их в доломитах, вмещающих магнезиты, имеют небольшую зону тальково-кальцитового состава, а затем зону, в которой доломит непосредственно замещается рассеянным кварцем. Подобные наблюдения позволяют предполагать одновременность образования тальковых жил в магнезитах и кварцевых жил в доломитах. С другой стороны, привлекает внимание присутствие поблизости от большинства месторождений талька мелких тел лейкократовых гранитов. Размещение лейкократовых гранитов в значительной мере контролируется западным региональным разломом и сопряженными с ним тектоническими нарушениями, т. е. той же системой дизъюнктивов, с которыми связаны скопления магнезита и талька. Однако наблюдения за непосредственными контактами магнезитов и лейкократовых гранитов на Нижне-Самоходкинском месторождении никаких доказательств существования какой-либо контактной зональности не принесли. Таким образом, возможная роль гранитов как источников кремнезема для тальковых жил носит предположительный характер, тогда как роль десилицированных амфиболитов в метасоматической контактово-реакционной зональности с участием промышленных залежей талька — достоверный факт.

Тальковые месторождения Онотского рудного поля за исключением наиболее крупного месторождения Камчадал представлены группами

жил протяженностью главным образом в несколько десятков метров и средней мощностью порядка 5—15 *м*. Общее количество разведанных жил в рудном поле более двухсот. Помимо жил талькитов, обычно субмономинеральных, реже хлоритсодержащих, тальковые руды представлены также мощными зонами неравномерно оталькованных магнезитов, резко сменяющими жилы талька и отчетливо их оторочивающими, что особенно хорошо видно на Нижне-Самоходкинском месторождении (фиг. 3). Установленное выклинивание жил талька в пределах разведанных месторождений на глубине 70—120 *м* от поверхности носит местный характер и не зависит от какого-либо общего режима глубинности, так как колебания в гипсометрических отметках между наиболее высоко расположенным месторождением Камчадал (более 1300 *м*) и Нижне-Самоходкинским (около 600 *м*) составляет около 700 *м*.

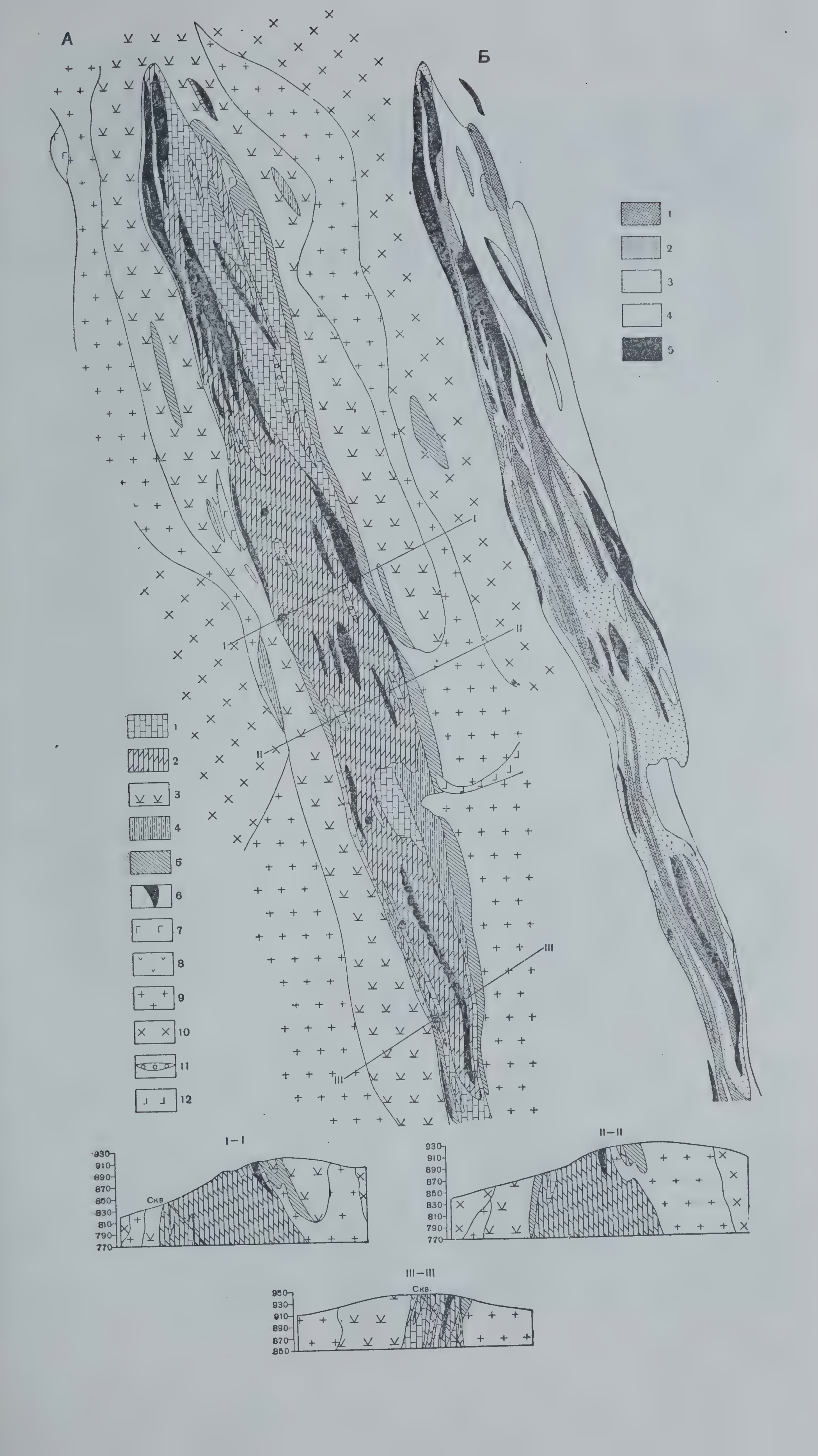
Таким образом, тальковые месторождения Онотского рудного поля возникли в регрессивную фазу метаморфизма протерозойской метаморфической толщи, наиболее интенсивные проявления которой контролируются структурой рудного поля. Тальковые руды представляют собой контактово-реакционные образования, занимая определенные зоны в метасоматической колонке. Наиболее качественные талькиты преимущественно локализуются в магнезитах, тогда как в подчиненном количестве встречаются и апоалюмосиликатные хлоритсодержащие талькиты. Другие типы тальковых руд — тальково-магнезитовые и тальково-хлоритовые камни представляют или внешние (по отношению к контакту) апомагнезитовые и апоамфиболитовые зоны метасоматических колонок или целиком составляют метасоматическую зональность при слабом развитии контактовореакционного метасоматоза.

Удерейское тальконосное поле, выявленное недавно, располагается в пределах Енисейского кряжа, в Красноярском Заангарье. Енисейский кряж, представляющий поднятие докембрийского фундамента Сибирской платформы, сложен в основном древними сложно дислоцированными архейскими, протерозойскими и синийскими толщами, несогласно перекрываемыми по периферии поднятия нижним кембрием. Удерейское тальконосное поле расположено в области развития синийской слабо метаморфизованной терригенно-карбонатной толщи, суммарная мощность которой оценивается в 12,5—14 *км*. В разрезе этой толщи в ряде свит развиты хемогенно-седиментационные доломиты, в которых местами присутствуют метасоматические, иногда значительные тела магнезитов. На фиг. 4 показана схема геологического строения юго-восточной части Красноярского Заангарья, в пределах которой расположено Удерейское тальконосное поле. Как можно видеть, большинство проявлений магнезита и талька приурочено к аладьинской свите доломитов, в пределах западного и юго-восточного крыла крупной Дашкинской брахисинклинали, в чем проявляется отчетливый региональный литолого-стратиграфический контроль их размещения. Крупнейшее разведанное Киргитейское месторождение талька показано на схеме фиг. 4, как приуроченное к другой доломитсодержащей свите (джурской). Однако

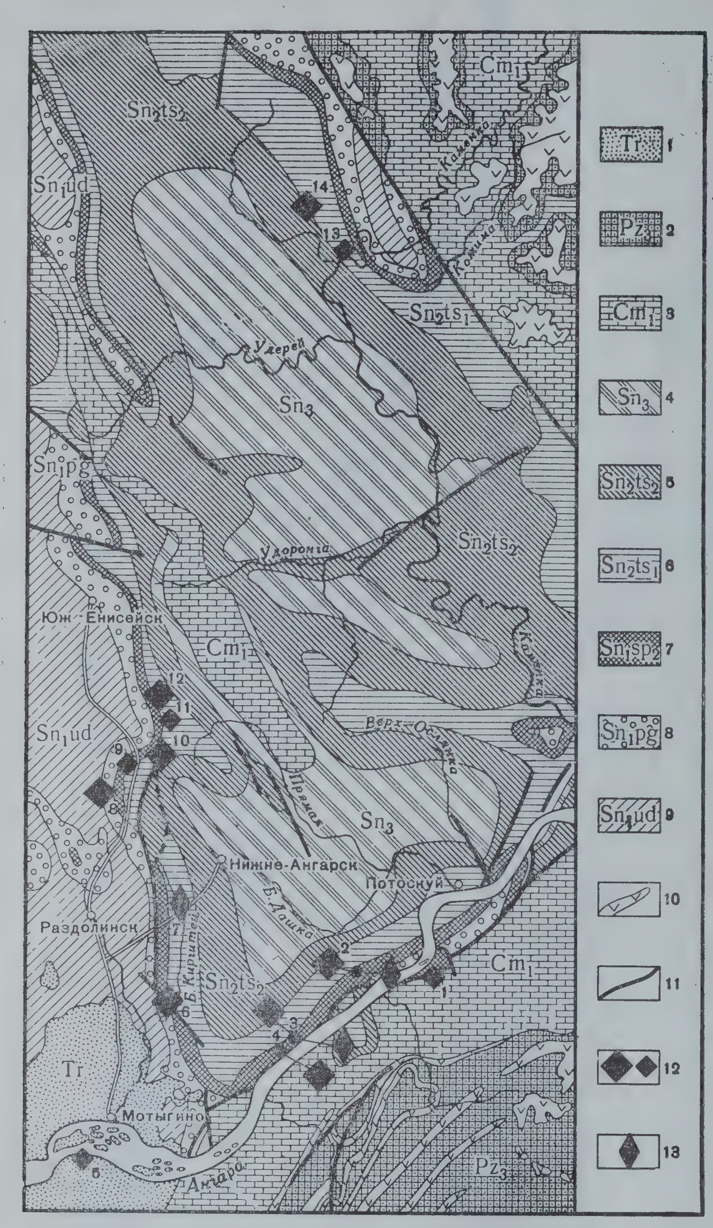
Фиг. 3. Схема геологического строения северной части Нижне-Самоходкинского месторождения талька

А — геологическое строение: *1* — доломиты, *2* — магнезиты, *3* — роговообманковые сланцы и гнейсы, *4* — слюдистые сланцы, *5* — тальково-хлоритовые и антигоритово-хлоритовые сланцы, *6* — талькиты, *7* — ортоамфиболиты, *8* — серпентинит, *9* — биотитовые граниты, *10* — лейкократовые граниты, *11* — жильный кварц, *12* — долериты.

Б — распределение талька в карбонатных породах месторождения по данным опробования: *1* — чистый магнезит, *2* — магнезит слабо оталькованный, *3* — тальково-магнезитовый камень, *4* — доломит, *5* — талькит



А
Б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
I
II
III
I–I
II–II
III–III
Скв
Скв.



Фиг. 4. Геологическое строение юго-восточной части Красноярского Заангарья (по И. Г. Кириченко и др.)

1 — континентальные третичные рыхлые отложения (глины, пески, бокситы); *2* — верхнепалеозойские отложения — средне- и верхнекарбоновые и пермские угленосные толщи; *3* — нижнекембрийские отложения (пестроцветные терригенные осадки, доломиты, известняки); *4-9* — синийский комплекс: *4* — ослянская серия — дашкинская (известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев) и нижнеангарская (песчаники, алевролиты с прослоями гематитовых руд) свиты; *5* — верхняя подсерия тунгусикской серии — дадыктинская (сланцы, песчаники, водорослевые доломиты и известняки) и шунтарская (сланцы, глинистые, известковистые, углистые с прослоями черных, водорослевых известняков) свиты; *6* — нижняя подсерия тунгусикской серии (или потоскуйская свита) — джурская (известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев) и красногорская (сланцы глинистые, хлоритоидные, песчаники, известняки, конгломераты) свиты; *7* — верхняя подсерия сухопитской серии — аладьинская свита (доломиты с линзами магнезитов) и свита карточки (пестроцветные глинистые известняки и сланцы); *8* — погорюйская свита (глинистые сланцы, песчаники, кварциты); *9* — удерейская свита (филлиты, песчаники); *10* — трапповые интрузии; *11* — тектонические нарушения; *12* — выходы магнезитов: 1 — Аладьинский, 2 — Быковский I, 3 — Быковский II, 4 — Мешковский, 5 — Пашинский, 6 — Киргитейский, 8 — Тальский, 9 — Правобережный, 10 — Рыбинский, 11 — Васильевский, 12 — Удоронгский, 13 — Каменский, 14 — Кардаканский; 13 — месторождения талька: 2 — Быковское I, 3 — Быковское II, 6 — Южно-Киргитейское, 7 — Киргитейское

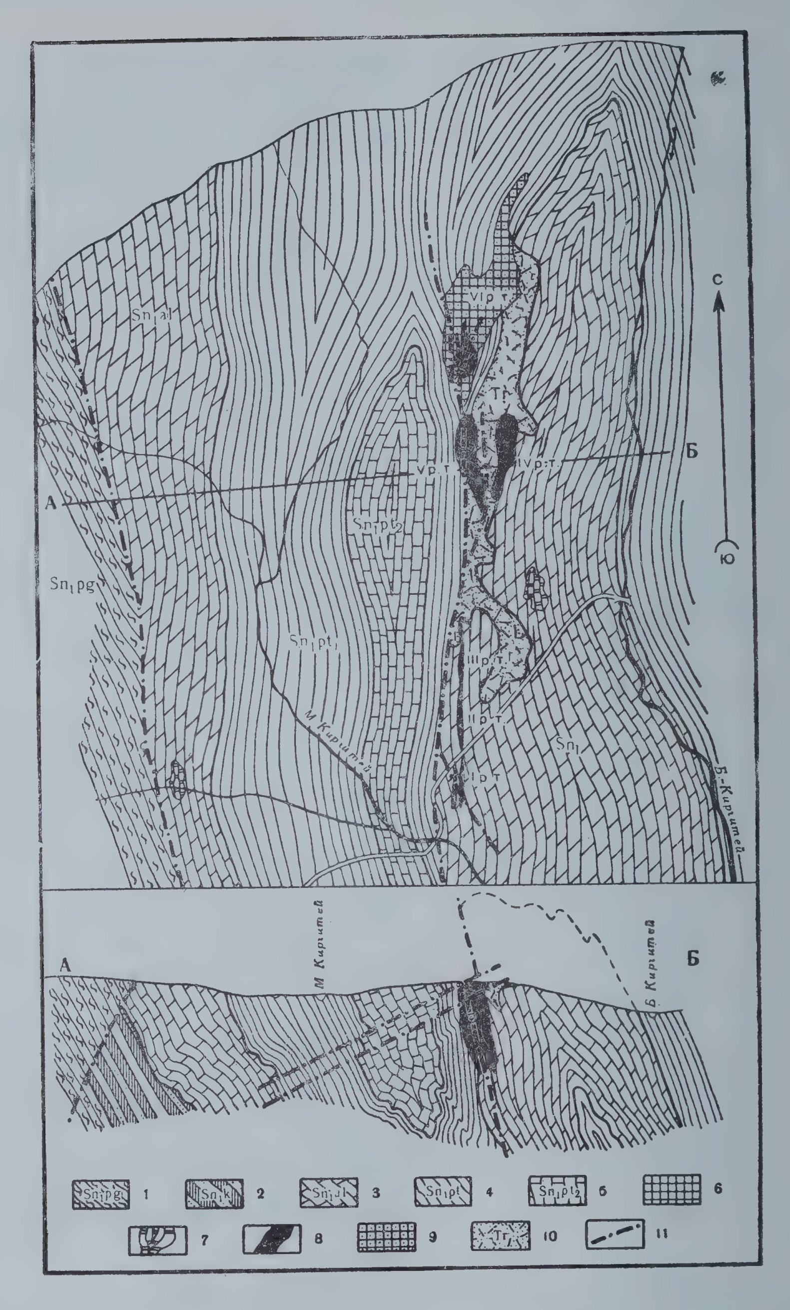
при изучении месторождения автор пришел к убеждению, что его структура частично представлена изоклинальными брахискладками третьего порядка, в результате чего аладьинская свита здесь появляется на поверхности дважды, и Киргитейское месторождение приурочено к контакту аладьинской доломитовой и погорюйской сланцевой свит.

Полоса талькопроявлений, составляющая Удерейское тальконосное поле, имеет протяженность более 40 *км*. В числе известных месторождений талька детально исследовано лишь Киргитейское, тогда как по остальным имеются лишь несомненные признаки присутствия талькитов, и масштабы этих месторождений совершенно неясны. Лишь для талькитов, расположенных в непосредственной близости к Киргитейскому месторож-

цению магнезита (это талькопроявление назовем условно Южно-Киргитейским), ясно, что мощность их составляет не менее 5 *м*, а глубина распространения не менее 20 *м*. Несмотря на столь ограниченные сведения о большинстве талькопроявлений, можно отметить некоторые общие их черты, которые позволяют полагать, что все они имеют сходные условия локализации, рассмотренные ниже на примере Киргитейского рудного поля. Черты эти следующие: все месторождения талька связаны с аладьинской свитой доломитов и приурочены к участкам, где в доломитах в той или иной мере проявилась магнезитизация. На всех месторождениях встречены в талькитах реликтовые включения кварцитов. На всех месторождениях присутствует новый тип тальковых руд — порошковатые талькиты коры выветривания. На двух из месторождений (собственно Киргитейском и Южно-Киргитейском) достоверно установлены крупные тектонические нарушения, пересекающие контакт доломитов и алюмосиликатных пород. На расстояниях в десятки километров от месторождений совершенно отсутствуют какие-либо интрузии.

Более детально условия локализации месторождений талька в Удерейском тальконосном поле можно рассмотреть на примере Киргитейского месторождения. В геологическом строении Киргитейского месторождения принимают участие синийские отложения, комплекс мезозойской коры выветривания и третичные рыхлые глинистые отложения крупной карстовой депрессии. Все эти комплексы непосредственно содержат различные типы тальковых руд.

Рудное поле Киргитейского месторождения слагается круто падающими на восток слабо метаморфизованными синийскими породами (фиг. 5). Обнажающаяся к западу от месторождения наиболее древняя погорюйская свита песчаников и несколько филлитизированных глинистых сланцев с прослоями кварцитов по нарушению, под углом срезающему стратиграфически вышезалегающую аладьинскую свиту, надвинута на последнюю. Аладьинская свита, в доломитах которой встречаются мелкие метасоматические линзы магнезитов, в западной полосе слагает крыло синклинальной структуры а в восточной — ядро антиклинальной изоклинальной складки, замыкающейся несколько севернее месторождения. Между двумя полосами аладьинских доломитов, облекая восточную их полосу, распространены глинистые сланцы потоскуйской свиты с горизонтом кварцитов. Ядро синклинальной складки между двумя полосами доломитов представлено черными водорослевыми известняками — верхним горизонтом потоскуйской свиты. Восточнее месторождения развита широкая слабо изученная довольно сложно гофрированная полоса терригенно-карбонатных пород, в которой повторяются сланцы и черные известняки потоскуйской свиты, а также участвуют породы перекрывающей ее шунтарской свиты. По западному контакту восточной полосы аладьинских доломитов проходит тектоническое нарушение, которое в южной части рудного поля оперяется системами зон дробления в аладьинских доломитах, а в северной части проникает в область развития пород потоскуйской свиты. С этим тектоническим нарушением связаны все известные тальковые тела рудного поля. Таким образом, месторождение приурочено к области местных изоклинальных складок, осложняющих общее моноклинальное устройство восточного крыла крупной Дашкинской брахисинклинали. При этом первичные элементы структуры рудного поля определяются крутопадающим субмеридиональным залеганием синийского комплекса и главным образом тектоническим нарушением, генезис которого связан с формированием изоклинальной антиклинальной складки. Это нарушение представляет обычный в подобных складчатых комплексах надвиг-срыв в лежачем крыле антиклинали. В связи с этим нарушением,



Фиг. 5. Схема геологического строения Киргитейского месторождения талька. Составил П. П. Смолин с использованием материалов Ангарской геологоразведочной экспедиции (1960)

1 — глинистые сланцы и песчаники погорюйской свиты; *2* — пестроцветные глинистые известняки и сланцы; *3* — доломиты аладьинской свиты; *4* — пестроцветные глинистые сланцы потоскуйской свиты; *5* — черные водорослевые известняки потоскуйской свиты; *6* — кварциты потоскуйской свиты; *7* — линзы магнезитов в доломитах аладьинской свиты; *8* — залежи талька; *9* — маршаллитовидный элювий кварцитов; *10* — третичные рыхлые бокситоносные отложения; *11* — тектонические нарушения

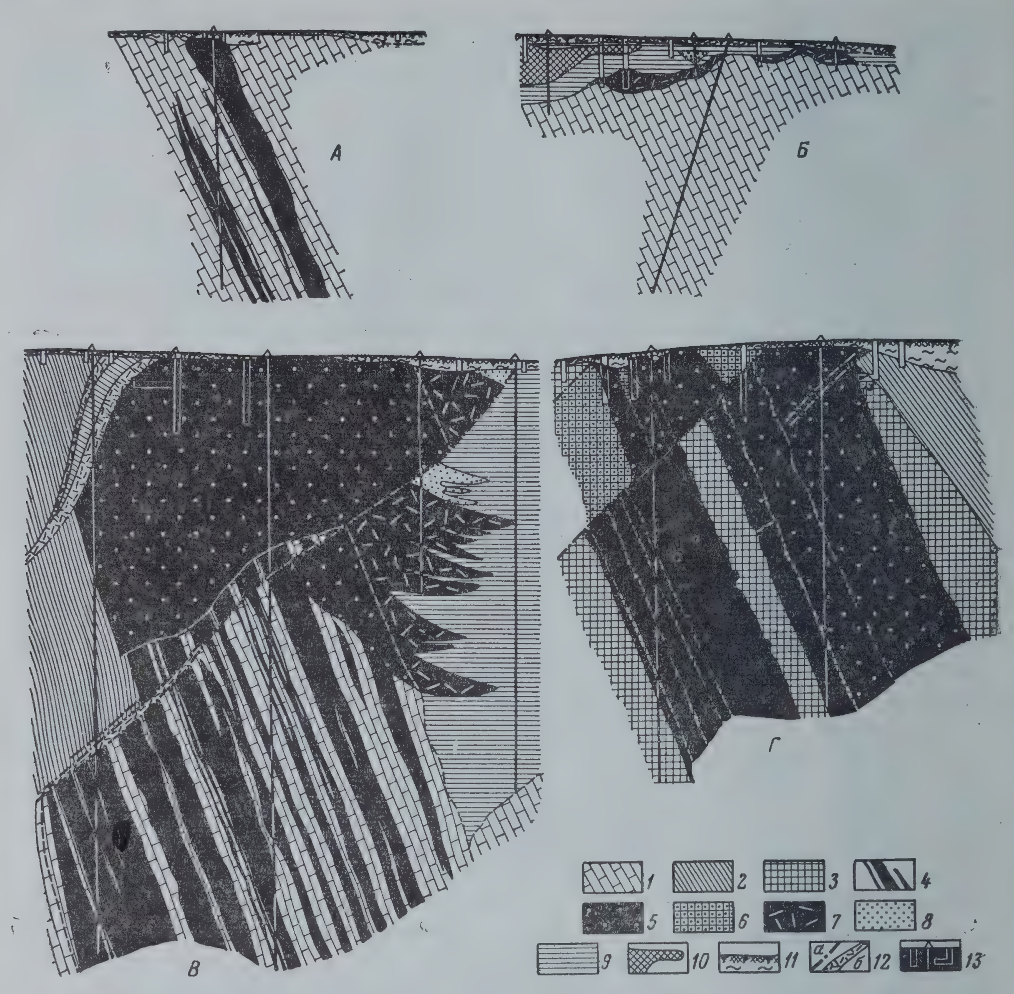
преимущественно параллельное осевой плоскости складки, несколько косо срезает простирание пород и в месте, где складка начинает заметно замыкаться, проникает в потоскуйские породы, облекающие доломитовое ядро складки.

Однако первичная структура месторождения, сформировавшаяся в период докембрийской складчатости, оказалась осложненной более молодыми процессами, к числу которых прежде всего относится формирование в восточной части месторождения крупной долинообразной карстовой депрессии третичного возраста, выполненной рыхлым глинистым бокситоносным комплексом мощностью до 150 *м*. Наконец, еще более молодыми, очевидно, позднетретичными были пологие надвиги, по которым верхние части залежей талька оказались надвинутыми на глинистые отложения депрессии или (в северной части) перекрыты породами потоскуйской свиты.

Породы синийской толщи в процессе складкообразования претерпели заметный динамометаморфизм, обусловивший возникновение сланцеватости в глинистых сланцах, кварцитовидных структур в кварцитах, полосчатых текстур перекристаллизации в доломитах. Минеральные парагенезисы толщи в основном относятся к сфере раннего метаморфизма. В ряде случаев в глинистых породах наряду с новообразованной гидрослюдой сохраняется пелитовое глинистое вещество, в доломитах — в основном терригенный кварц. Однако местами в разрезе появляются хлорит, серицит, тальк, что свидетельствует о возникновении условий мусковитово-хлоритовой субфации метаморфической фации зеленых сланцев.

Мезозойская кора выветривания мощностью до 150 *м* имеет линейный характер и приурочена к двум упомянутым крупным тектоническим нарушениям в районе месторождения. Кора выветривания развита на глинистых сланцах, кварцитах, талькитах и изредка на доломитах. Глинистые сланцы в коре выветривания пластифицируются и переходят в структурные глины, приобретая способность размокать в воде, при этом гидрослюды сланцев преобразуются в каолинит. Кварциты дезинтегрируются, превращаясь в маршаллитоподобный элювий. Талькиты также дезинтегрируются, переходя преимущественно в порошковатые пелитотталькиты. Реже встречаются выветрелые зоны в доломитах, представленные маломощными прослоями доломитового песка и доломитовой муки. Переотложенные продукты коры выветривания играют заметную роль в рыхлых отложениях карстовой депрессии в виде прослоев маршаллита, изредка — доломитового песка. Тальк очень часто присутствует здесь в качестве примеси в глинах и в ряде случаев образует скопления тальково-глинистого «камня» и прослои относительно чистых переотложенных порошковатых талькитов, в том числе одно из рудных тел месторождения.

Тальковые залежи месторождения, тяготеющие к восточному тектоническому нарушению, отчетливо распадаются на две группы. Первое, второе и третье рудные тела, составляющие южную группу, по существу представляют единую жилообразную крутопадающую залежь, протяженностью около 550 *м* мощностью до 20 *м*, сопровождающуюся рядом кулисообразных более мелких тел. Пятое и шестое рудные тела, также составляющие единую залежь длиной более 800 *м*, разделенную 20-метровым пережимом, имеют наибольшие размеры, достигая по мощности более 100 *м*. Эти также крутопадающие тела в верхних частях до глубины 150 *м* сложены порошковатыми талькитами коры выветривания, на глубине переходящими в плотные. Четвертое рудное тело сложено переотложенным порошковатым тальком и представляет полого залегающую пластообразную залежь в толще рыхлых отложений карстовой депрессии.



Фиг. 6. Геологические разрезы (поперечные) по рудным телам талька Киргитейского месторождения

А — средняя часть II рудного тела; *Б* — южная часть IV рудного тела; *В* — средняя часть V рудного тела, *Г* — средняя часть VI рудного тела.

1 — доломиты; *2* — глинистые сланцы; *3* — кварциты; *4* — плотные тальковые руды; *5* — порошковатые тальковые руды элювиальные; *6* — маршаллитоподобный элювий кварцитов; *7* — переотложенные порошковатые тальковые руды; *8* — песок (переотложенный элювий выветрелых кварцитов); *9* — глинистые отложения карстовой депрессии; *10* — бокситы; *11* — поверхностные наносы; *12* — тектонические нарушения: *а* — линии и *б* — зоны смятия; *13* — разведочные горные выработки

Морфология рудных тел видна на поперечных геологических разрезах (фиг. 6). В свитах тальковых жил, в сумме составляющих южные рудные тела, располагающиеся в доломитах, многие жилы бывают слепыми.

В разрезе по средней части пятого рудного тела отчетливо можно видеть молодые нарушения, сопровождающиеся зонами дробления, и сходный с южными телами характер свит талькитов на глубине. При этом частота и мощность тальковых жил возрастает по мере приближения к тектоническому контакту доломитов с силикатными породами потоскуйской свиты. В западной части пятого рудного тела, непосредственно в зоне тектонического нарушения, в пределах весьма ограниченной зоны мощностью не более нескольких метров развиты хлоритсодержащие талькиты, иногда с реликтами филлитов. Подобные же хлоритсодержащие тальки-

ты, частично переходящие в тальково-хлоритовые камни, развиты в пределах пережима между пятым и шестым рудными телами. В верхних частях пятого рудного тела, в зоне развития порошковатых талькитов какие-либо включения доломитов совершенно отсутствуют. В шестом рудном теле, преимущественно залегающем в кварцитах потоскуйской свиты, как на глубине, так и в коре выветривания прослои кварцевого материала сохраняются, в последнем случае превращаясь, однако, в маршаллит.

Переотложенные порошковатые талькиты, довольно часто встречающиеся среди отложений карстовой депрессии, в наиболее крупном скоплении слагают четвертое рудное тело, полого залегающее на неровном дне мелкой восточной части карстовой депрессии.

В крутопадающих рудных телах до глубины 230 *м* никаких признаков выклинивания талькитов не установлено.

На Киргитейском месторождении проявилось единственное в своем роде сочетание целого ряда типов тальковых руд, которые можно свести в следующую классификацию:

А. Гипогенные руды (плотные)
- 1. Талькиты.
  - А. Аподоломитовые
  - Б. Апокварцитовые
- 2. Тальковые камни
  - А. Тальково-доломитовые (аподоломитовые)
  - Б. Тальково-хлоритовые (апосланцевые)

Б. Гипергенные тальковые руды (порошковатые)
- 1. Остаточные (элювиальные) талькиты
  - А. За счет аподоломитовых талькитов
  - Б. За счет апокварцитовых талькитов
- 2. Переотложенные (делювиальные) тальковые руды
  - А. Порошковатые талькиты
  - Б. Порошковатые тальково-глинистые «камни».

Из всех этих типов руд в настоящее время все тальковые камни и переотложенные талькиты не представляют практического интереса не только в связи с их более низким качеством, но и из-за их ограниченного развития. Наибольшую промышленную ценность по всем показателям представляют остаточные порошковатые талькиты, возникшие за счет аподоломитовых руд вследствие полного удаления в коре выветривания даже самых крупных включений доломита, тогда как порошковатые талькиты апокварцитового типа сохраняют реликтовую примесь маршаллита, хотя и незначительную в пределах крупных блоков. Субмономинеральные гипогенные руды, отличающиеся в пределах отдельных блоков большой чистотой, в целом в пределах рудных тел, имеют включения замещаемых пород (доломитов и кварцитов).

Не останавливаясь на различных деталях характеристики руд, подробнее рассмотренных в другой статье автора (Смолин, 1961), отметим лишь главные их особенности. По многочисленным анализам установлена специфика киргитейского талька, заключающаяся в том, что в его состав (непосредственно в кристаллическую решетку) входит избыточный магний.

При рассмотрении распределения в рудах с глубиной химических компонентов-примесей выявляется их исключительная чистота. Однако если содержание глинозема, извести и окисного железа хотя и мало́, но колеблется (сотые — десятые доли процента), то содержание закисного железа удивительно постоянно и в пределах точности определений во всех анализах рядовых и штуфных проб порошковатых талькитов апо-

доломитового типа составляет 0,1%. Такую же картину дает закисное железо в плотных апокарбонатных рудах. Это с несомненностью свидетельствует о том, что закисное железо связано здесь с самим минералом тальком и содержится в нем в очень постоянном количестве. В апокварцитовых талькитах содержание закисного железа также постоянно, но составляет 0,2%. Это постоянство содержания компонентов в тальке из киргитейских талькитов позволяет сделать важный вывод, что они являются продуктами инфильтрационного метасоматоза, который, как известно, характеризуется постоянством минералов переменного состава. Вместе с тем сохранение разницы в апосиликатных и в апокарбонатных талькитах с соотношениями, характерными вообще для контактово-реакционных процессов (Смолин, 1960_1; Шабынин, 1958_1), свидетельствует о возможной роли процессов типа биметасоматических.

Установленное преимущественно контактово-инфильтрационное происхождение талькитов в свою очередь позволяет сделать существенный вывод о локализации наименее железистого талька в зависимости не от железистости непосредственно замещаемых пород, а от наличия или отсутствия высокожелезистых пород во всей метаморфизующейся толще, через которую просачивались растворы. Именно отсутствием таких пород можно объяснить чрезвычайно низкую железистость киргитейских талькитов, и, наоборот, участием в контактово-реакционном метасоматозе высокожелезистых амфиболитов следует объяснять относительно высокие содержания железа в онотских апокарбонатных талькитах, рассмотренных выше.

Обращаясь в свете наблюдавшихся фактов к истолкованию генезиса месторождения, можно прежде всего заметить, что реально наблюдающаяся десиликация кварцитов и филлитов в процессе оталькования полностью объясняет происхождение кремнезема, ушедшего на образование аподоломитовых талькитов за счет местных источников. Однако в современном эрозионном срезе месторождения в доломитах отсутствуют какие-либо участки или зоны обеднения магнием. В целом все зоны метасоматоза обогащены этим компонентом. Таким образом, растворы, обусловившие контактово-реакционный метасоматоз, поступали сюда уже обогащенные магнием. В пользу этого свидетельствуют и такие частные наблюдения, как наличие избыточного магния в решетке талька и образование в зонах ослабленного метасоматоза, в головных частях жил не тальково-кальцитовых, а тальково-доломитовых камней. В качестве источника магния, очевидно, необходимо рассматривать доломиты более глубоких горизонтов, где осуществлялось их раздоломичивание с образованием богатых магнием растворов. Вероятность подобной метаморфической дифференциации доломитов подтверждается широким распространением метасоматических магнезитов в аладьинской свите. В целом метасоматоз на Киргитейском месторождении осуществлялся в условиях прогрессивного метаморфизма, так как какие-либо реликты высокотемпературных минералов здесь отсутствуют. Вероятно, именно это обстоятельство наряду с магнезиальным характером растворов обусловило столь широкий и интенсивный метасоматоз с образованием субмономинеральных талькитов.

Каких-либо характерных концентраций магматогенных малых элементов, отсутствующих во вмещающих породах, по многочисленным спектральным анализам в киргитейских талькитах не обнаружено. Это наряду с отсутствием интрузий на расстояниях в десятки километров свидетельствует против возможной их связи с каким-либо конкретным магматическим телом. Однако имела ли эта вода ювенильное в общем смысле происхождение или была горной влагой, сказать трудно. Интенсивное

проявление термальных растворов в зоне крупного дизъюнктива вполне естественно, ибо здесь создавались наиболее благоприятные условия для их циркуляции. Естественен также и более высокотемпературный характер метаморфизма в зоне нарушения. Это подтверждает мысль, что метаморфизм преимущественно бывает обусловлен растворами как в отношении переноса вещества, так и в отношении переноса тепла.

Таким образом, исходя из рассмотрения условий локализации и формирования тальковых руд Киргитейского месторождения, с учетом общих черт его с другими талькопроявлениями Удерейского тальконосного поля, можно сделать некоторые общие выводы. Локализация явно контактово-реакционных талькитов, очевидно, обусловлена наличием крупных нарушений, пересекающих контакты доломитов и силикатных пород. При этом находки на всех месторождениях реликтовых включений кварцитов в талькитах и преимущественная локализация апосиликатных тальковых руд в кварцитах, а не в филлитах позволяют предполагать, что широкое развитие процесса талькообразования стимулировалось также наличием именно кварцитов, очевидно, особенно благоприятных для отальковария и служивших мощным источником кремнезема (десиликационного) для образования аподоломитовых тальковых руд. В тех случаях, когда дизъюнктивные нарушения в районе талькопроявлений еще не установлены, наличие их можно предполагать в связи с присутствием порошковатых талькитов, представляющих, очевидно, по аналогии с Киргитейским месторождением продукты линейной коры выветривания, связанной с тектоническими зонами. О размерах тальконосного поля и факторах, его ограничивающих, можно судить пока весьма предположительно. В пределах полосы известных талькопроявлений в магнезитах обычно присутствует тальк, тогда как в более северных выходах магнезитов (начиная с Тальского) кремнезем присутствует в основном в форме кварца. Это позволяет полагать, что в южной части метаморфизм доломитов и метаморфическая дифференциация в них протекали в несколько более высокотемпературных условиях. Это в известной мере ограничивает перспективы тальконосности северной части Красноярского Заангарья. Однако общий характер изменений степени метаморфизма синийских толщ в пространстве пока неясен в деталях, поэтому подобные соображения имеют сугубо предположительный характер.

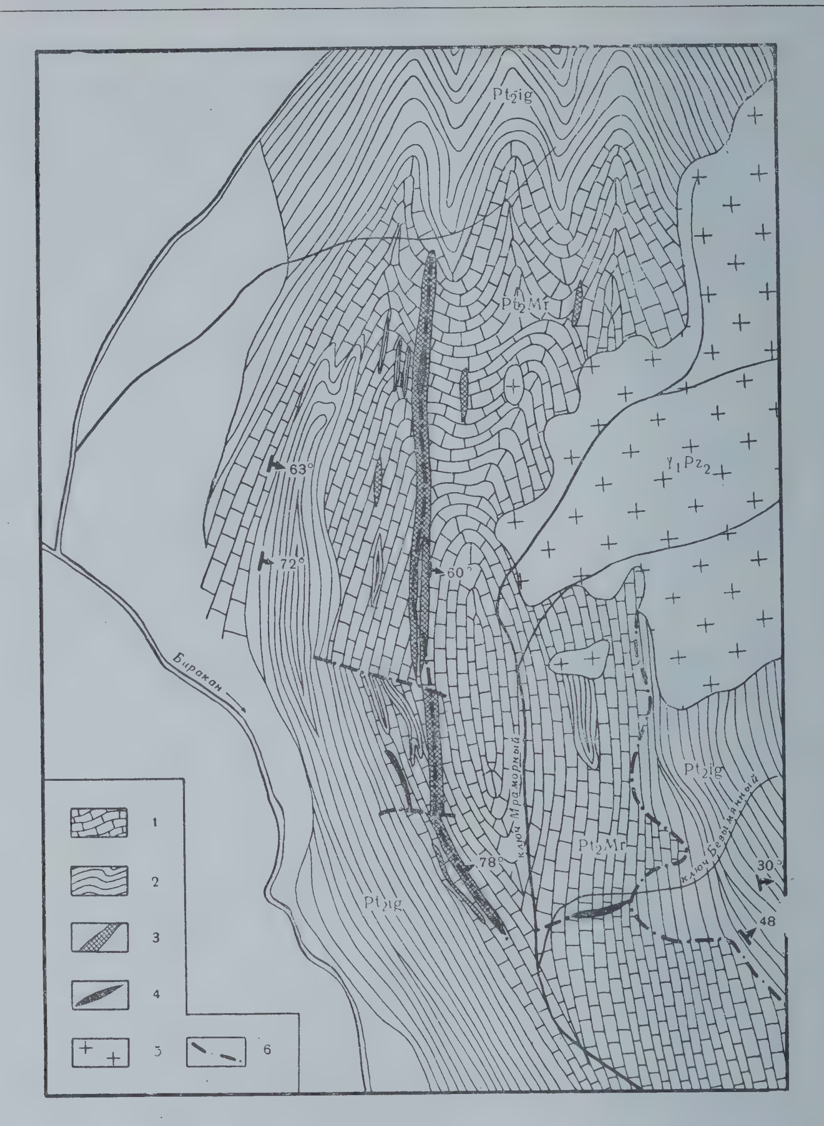
С в е т л о к л ю ч с к о е м е с т о р о ж д е н и е, расположенное в Горной Шории, в Бийском антиклинории, тяготеет к южному окончанию крупной Азасской интрузии гранитоидов и представляет обширное поле развития тальковых пород довольно пестрого состава, приуроченных к контактам доломитов протерозойского возраста и прослоев алюмосиликатных пород — кварцитов, хлоритовых сланцев, амфиболитов. Наиболее детально месторождение изучалось И. Ф. Романовичем (1955). Размещение полос тальковых пород контролируется структурой вмещающей толщи — они вытянуты преимущественно в северо-восточном направлении согласно с напластованием и имеют главным образом юго-восточное падение под углом 40—70°. В ряде случаев здесь установлена четкая зональность: доломиты — тальковые породы — хлоритовые сланцы (иногда кварциты). Среди тальковых пород практически отсутствуют субмономинеральные разности. Это преимущественно довольно крупночешуйчатые полиминеральные сланцы, содержащие примесь реликтового доломита, реакционного кальцита, часто также тремолита, кварца. Так что, по существу, их следует называть сланцеватыми тальковыми камнями. Количество включений, слабо измененных при замещении пород,— доломитов, кварцитов, хлоритовых сланцев — в детально разведанных участках внутри рудных залежей составляет около 30%.

Азасская интрузия гранитоидов имеет краевые оторочки более основного состава, и ее гранодиоритовое и гранитное ядро последовательно облекают диоритовая оторочка, оторочка уралитизированных габбро-диоритов и, наконец, наиболее внешняя зона хлоритовых сланцев. Эти эндоконтактные оторочки, по мнению И. Ф. Романовича, возникли в результате ассимиляции вмещающих пород, о чем свидетельствуют их ксенолиты в интрузивных породах. В зоне экзоконтакта местами имеются небольшие зоны диопсидовых пород, которые рассматриваются как магнезиальные скарны, более распространены тремолитовые породы, также тяготеющие к контакту с интрузией. Рассланцованные тальковые породы, рассматривались некоторыми авторами (Радугин, 1937) в качестве регионально-метаморфических. Однако И. Ф. Романович считает, что все месторождение преимущественно приурочено к плоской кровле Азасской интрузии. Тальковые породы возникли в результате выноса кремнезема из гранитов и представляют закономерную зону контактного ореола, сформировавшуюся главным образом в регрессивную фазу метаморфизма, о чем свидетельствуют присутствующие в них местами реликты тремолита и диопсида. В связи с этим бо́льшая часть прослоев хлоритовых сланцев, развитых на месторождении, рассматривается как очень длинные апофизы интрузии, нацело переработанные при контактном метаморфизме, хотя среди них и отмечаются реликты туфогенно-осадочных и эффузивных (порфириты) пород. Эти последние наблюдения и четкая выдержанность горизонтов хлоритовых сланцев в осадочно-метаморфической толще позволяют предполагать, что большинство существенно хлоритовых и связанных с ними полевошпатово-хлоритовых, актинолитово-хлоритовых, тальково-хлоритовых пород произошло за счет стратифицированных горизонтов вмещающих интрузию пород. Таким образом, наличие зональности от доломитов через тальковые породы к алюмосиликатным хлоритсодержащим породам собственно весьма напоминает картину, наблюдающуюся в Онотском рудном поле и позволяет предполагать основным источником кремнезема для талькообразования силикатные породы осадочной толщи. При этом наличие тальково-хлоритовых пород, присутствие в тальковых породах как реликтов доломитов, так и включений кварцитов и хлоритовых пород позволяет считать, что талькообразование достаточно широко развивалось по обеим типам контрастирующих и участвующих в контактово-реакционном метасоматозе пород. Вместе с тем наличие на месторождении доломитов с рассеянным кварцем позволяет полагать, что значительная часть пестрых по составу тальковых пород возникла здесь при нормальном метаморфизме без существенной миграции вещества. Роль интрузии, таким образом, была, очевидно, значительно менее важной. Ввиду приуроченности к ней месторождения (при оставшемся, правда, неясным до сих пор поведении тальконосной полосы в удалении от интрузии) можно было бы рассматривать Азасскую интрузию как стимулятор метаморфизма (источник тепла и растворов). Однако некоторые наблюдения позволяют предполагать более ранний характер метаморфизма, приведшего к талькообразованию, по сравнению с временем внедрения гранитов. Ксенолиты различных размеров, встреченные И. Ф. Романовичем, содержат порознь почти всю гамму метаморфических пород, вмещающих интрузию; в обособленных ксенолитах здесь встречены мраморы, кварциты, хлоритовые, актинолитовые и тальковые породы. Это может свидетельствовать о том, что месторождение талька возникло в процессе регионального метаморфизма, а Азасская интрузия внедрялась в уже метаморфизованную толщу и в процессе ее становления сформировался значительно более узкий, чем это предполагалось, контактный ореол, выразившийся, в частности, в образовании послемаг-

матических эндоконтактных (частично хлоритовых) и экзоконтактных (диопсидовых, тремолитовых, а возможно, и части тальковых) пород.

Биараканское месторождение располагается в северо-восточной части Малого Хингана, в пределах докембрийского ядра Хингано-Буреинского антиклинория. Месторождение расположено вплотную у транссибирской железнодорожной магистрали, в связи с чем оно всегда привлекало известное внимание, несмотря на низкое качество тальковых руд. Синийская (верхнепротерозойская?) толща собрана в районе месторождения в круто падающую на восток изоклинальную систему складок и прорвана крупными интрузиями палеозойских биробиджанских гранитов. Нижняя игинчинская свита мощностью до 500 *м*, сложенная перемежающимися кварцево-биотитовыми, кварцево-слюдисто-ставролитовыми и кварцево-слюдисто-андалузитовыми сланцами, развита в пределах меридионально вытянутых полос, фиксирующих положение ядер антиклиналей (фиг. 7). Верхняя мурандавская свита, сложенная серыми, белыми и розовыми мраморизованными доломитами, слагает ядра синклиналей. Складчатая синийская толща осложнена дизъюнктивными нарушениями субмеридионального и более позднего субширотного направления, с которыми связаны залежи тальковых руд. К востоку от месторождения расположен массив биробиджанских гранитов, имеющий также мелкие выходы внутри мурандавских доломитов. Доломиты в пределах всего района несколько тремолитизированы и содержат рассеянный тальк, частично развивающийся по тремолиту. Вне залежей тальковых руд нередко можно видеть признаки метаморфического, а не метасоматического происхождения этих минералов. Тремолит нередко образует конкреции с кварцевыми ядрами, что, вероятнее всего, объясняется их образованием за счет изменения первичных кремнеземистых стяжений в доломитах. Участки наиболее интенсивной перекристаллизации доломитов располагаются без четкой зависимости от их положения по отношению к контакту с гранитным массивом. Во вскрытых в северо-восточной части поля непосредственных контактах доломитов и гранитов степень перекристаллизации пород обычно ниже, чем в удалении от интрузии. По представлениям М. В. Хромцова, подобные соотношения объясняются крутым положением слабо метаморфизованных контактов и неглубоким залеганием гранитов под участками наиболее интенсивной перекристаллизации. Вместе с тем степень регионального метаморфизма игинчинских сланцев позволяет предполагать и независимое от интрузии возникновение при региональном метаморфизме тремолитизированных доломитовых мраморов за счет кремнеземистых доломитов.

Тальковые руды представлены тремя незначительными телами талькитов (мощностью в несколько метров) и крупной зоной тальково-карбонатного камня протяженностью до 4 *км* при мощности 40—70 *м*. Самое южное тело талькитов тесно ассоциирует с небольшой метасоматической залежью крупнокристаллических магнезитов; подобная связь, однако, не установлена для двух других тел талькитов, приуроченных к меридиональному нарушению. С другой стороны, залежи талькитов располагаются поблизости от кварцево-слюдистых сланцев, что особенно четко видно на северном теле талькитов. При этом присутствие в талькитах хлоритсодержащих разностей (до 7,76% Al_2O_3) позволяет полагать, что талькиты возникали частично за счет сланцев. В большей части явно аподоломитовых талькитов, содержащих до 90% талька, присутствует в незначительных количествах кальцит, тремолит и кварц; последние два минерала часто представляют несомненные реликты кварцево-тремолитовых конкреций, что и позволяет с достоверностью судить об аподоломитовой природе включающих их талькитов.



Фиг. 7. Схема геологического строения Бираканского месторождения тальковых руд, по М. В. Хромцову

1 — доломиты; *2* — тальково-доломитовые породы; *3* — талькиты; *4* — сланцы игинчинской свиты; *5* — порфировидные микроклиновые граниты; *6* — тектонические нарушения

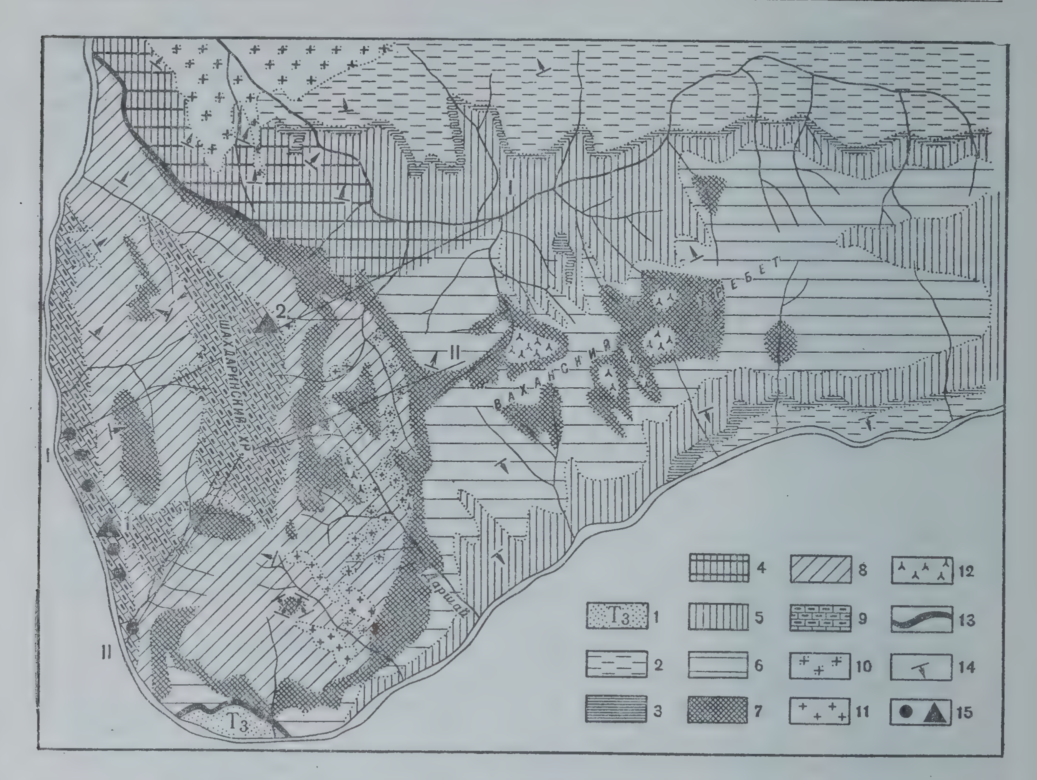
В главной зоне тальково-карбонатных пород также на значительных интервалах прослеживаются прослои хлоритизированных кварцево-слюдистых сланцев. Тальково-карбонатные породы содержат 40—50% талька, 40—60% карбонатов (преимущественно доломита и меньше кальцита), кроме того, достаточно постоянна примесь тремолита (5—10%). Тальково-доломитовые породы обычно интенсивно рассланцованы, и чешуйки талька в них имеют ориентированное расположение. Между тальково-карбонатными породами и талькитами местами наблюдаются довольно постепенные переходы.

Таким образом, локализация тальковых руд на Бираканском месторождении определяется отчетливой приуроченностью к тектоническим нарушениям и к контактам доломитов с кремнеземистыми породами.

Существенно доломитовый состав карбонатной составляющей тальковых камней позволяет предполагать, что их образование носило не нормально-метаморфический характер, при котором в процессе талькообразования возникает кальцит, а было существенно метасоматическим преобразованием, сопровождавшимся привносом кремнезема и выносом в основном извести. Воздействующие растворы, очевидно, были обогащены магнием, так как в целом во всех талькопосных зонах происходило накопление магния, в том числе несколько обогащались магнием по сравнению с исходными доломитами и наиболее распространенные тальковые камни. О проявлениях подобных растворов свидетельствует и существование залежи магнезитов в южной части месторождения. Механизм отщепления магнезиальных растворов, очевидно, следует связывать с метаморфической дифференциацией доломитов. Видимый источник кремнезема, пошедшего на образование тальковых руд, находится в десилицированных сланцах, представленных ныне хлоритсодержащими талькитами. Однако их количественная роль в современном эрозионном срезе недостаточно ясна и, очевидно, следует предполагать более интенсивную десиликацию таких кремнеземистых пород на глубине. Пространственная связь месторождения с гранитной интрузией дает основание привлекать и ее в качестве источника кремнезема и, во всяком случае, как источник растворов.

Месторождения юго-западного Памира приурочены к мощной (до 14,5 *км*) толще докембрийских гнейсов, часто мигматизированных, и мраморов. Здесь известны два небольших месторождения—Горондаринское и Мульводжское, а также целая серия мелких неизученных талькопроявлений, образующих совместно с Мульводжским месторождением талькоиосную полосу протяженностью около 30 *км* на правобережье р. Пяндж (фиг. 8). Метаморфический комплекс образует огромный Шахдаринско-Ваханский антиклинорий, относительно пологое общее залегание пород в котором обусловлено опрокидыванием складок на юго-запад. Эта структура осложнена многочисленными складками более высоких порядков, в том числе складками волочения. Многочисленны зоны милонитизации и катаклаза в гнейсах, будинаж в пачках переслаивающихся мраморов и гнейсов. Мраморы почти исключительно доломитового состава присутствуют в том или ином количестве почти во всех выделяющихся здесь свитах. Гнейсы, несколько различающиеся по составу, биотитовые, роговообманковые, гранатовые, кианитово-силлиманитовые и другие, в последней стратиграфической схеме (Масленников, 1955) приняты в качестве основы для расчленения толщи совместно с учетом количественной роли мраморов в разрезе. На контактах доломитовых мраморов и силикатных пород весьма обычны скарновые оторочки, во многом сходные с магнезиальными скарнами алданского архея. В отличие, однако, от последнего на Памире наряду с типичным скарновым комплексом — форстеритово-гумитовыми, шпинелево-диопсидовыми, диопсидово-флогопитовыми, диопсидово-скаполитовыми породами — развиты существенно тремолитовые породы, а также талькиты.

Талькопроявления представлены согласными телами талькитов пластообразно-линзовидной формы. Линзы обычно имеют протяженность до 180 *м* (в среднем около 100 *м*) при мощности в несколько метров (максимально до 10 *м*). Горондаринское и Мульводжское месторождения — это участки, в пределах которых на ограниченной площади развито значительное количество таких линз, соответственно 4 и 15. Все талькопроявления можно предварительно подразделить на два генетических типа: оталькованные магнезиальные скарны и талькиты в тальково-тремолитовых метасоматических зонах. Практический интерес представляют, по



Фиг. 8. Схема геологического строения докембрийского ядра юго-западного Памира (по В. А. Масленникову) и размещение талькопроявлений

1 — сланцы верхнего триаса; *2* — друмдаринская свита кристаллической серии; *3* — даштская свита; *4* — нерасчлененные птупская и змудская свиты; *5* — змудская свита; *6* — птупская свита; *7* — ямчинская свита; *8* — гармчашминская свита; *9* — горанская свита; *10* — двуслюдяные гнейсо-граниты; *11* — гнейсовидные гранодиориты; *12* — лейкократовые и аплитовидные гнейсо-граниты; *13* — тектонические нарушения и контакты; *14* — элементы залегания пород; *15* — талькопроявления (кружки) и месторождения талька (*1* — Мульводжское, *2* — Горондаринское)

имеющимся сведениям, лишь более значительные талькопроявления второго типа.

Магнезиальные скарны имеют в ряде случаев хорошо выраженную зональность с образованием метасоматической колонки: доломитовый мрамор — форстеритовый кальцифир — иногда форстеритовый или гумитовый скарн — диопсидовый скарн — флогопитово-диопсидовый скарн — диопсидово-скаполитовая порода — диопсидово-полевошпатовая порода — неизмененный гнейс, или пегматит. Тальк, по наблюдениям Н. А. Хорева, преимущественно развивается по форстеритовому скарну. Совместно с тальком образуется серпентин, а в некоторых случаях магнезиальные скарны также замещаются тремолитом, и тогда с тальком тесно ассоциирует мелкочешуйчатый флогопит. Подобные талькопроявления известны как в Горондаринском месторождении, так и в пределах тальконосной полосы на правобережье Пянджа (р. Абхарв).

Тремолитово-тальковые метасоматические зоны, также обычно приуроченные к контактам мраморов и гнейсов, сложены почти исключительно этими двумя минералами, обособляющимися в две самостоятельные зоны. При этом тремолитовая зона располагается ближе к мраморам. Тремолит определенно замещается тальком, и в некоторых случаях проявляется в самостоятельных телах. Однако наиболее вероятно все-таки одновременное образование тремолита и талька в метасоматической ко-

лонке. Пока на Памире неизвестны талькиты, развившиеся по алюмосиликатным породам.

Тремолитово-тальковые метасоматиты имеются как на Горондаринском месторождении, так и в пределах Припянджской тальконосной полосы, где они резко преобладают над первым типом. Все известные талькопроявления юго-западного Памира приурочены лишь к нижней свите метаморфической толщи — горанской свите минерализованных мраморов (F) С. И. Клунникова (Клунников, Попов, 1936) или одноименной свите более поздних стратиграфических схем. При этом Припянджская тальконосная полоса приурочена к выходу этой свиты в юго-западной части антиклинория, в крыле синклинальной структуры второго порядка; Горондаринское месторождение приурочено к Шахдаринскому ядру антиклинория. Подобное стратиграфическое положение тальконосности в докембрии Памира пока не находит ясного объяснения, так как почти во всех остальных свитах имеются литологически благоприятные сочетания доломитовых и алюмосиликатных пород. В отношении проявлений магматизма также нет каких-либо ясно установленных особенностей нижней свиты и районов ее распространения. Наконец, и признаки регрессивного метаморфизма, с которыми связан процесс талькообразования, качественно установлены и в других свитах. Можно лишь предполагать, что в силу неясных причин в районе распространения горанской свиты регрессивный метаморфизм проявился более интенсивно, нежели в других свитах. При современном состоянии изученности тальконосности Памира, видимо, преждевременно делать какие-либо окончательные выводы о ее ограниченности в пределах некоторого узкого района или отдельных свит.

Талькопроявления в докембрии Памира свидетельствуют о возможных отклонениях в размещении месторождений талька от рассмотренной выше схемы. Эти месторождения оказались приуроченными к глубоко метаморфизованному мигматизированному комплексу, близкому к алданскому, относящемуся в основном к гранулитовой метаморфической фации. Следует, однако, отметить, что в памирской кристаллической толще отсутствуют гиперстеновые гнейсы, характерные для фации максимальной глубинности, и в целом эту толщу предварительно следует отнести к амфиболово-гранулитовой субфации, отвечающей несколько менее глубинным условиям по сравнению с алдано-слюдянским комплексом. Талькообразование протекало здесь определенно при регрессивном метаморфизме. Однако нет никаких оснований считать, что этот метаморфизм был повторным и разорванным во времени с главной фазой, вероятнее, это была гистерогенная ветвь главного этапа метаморфизма докембрийской кристаллической толщи. Причины, обусловившие здесь интенсивное талькообразование в отличие, например, от алданского архея, помимо несколько меньшей глубинности, полностью не ясны. Однако важно отметить, что наиболее крупные тела талькитов сформировались в относительно более высокотемпературных условиях тальково-тремолитовых метасоматитов, чем ассоциации талька, серпентина и мелкочешуйчатого флогопита в магнезиальных скарнах.

Размещение месторождений тальковых руд магнезиально-карбонатной группы в СССР и элементы их предварительного прогнозирования

Фактический материал по тальковым месторождениям магнезиально-карбонатной группы в СССР пока весьма ограничен. Однако его детальное рассмотрение с привлечением общих геологических и физико-химических соображений позволило нам выделить факторы размещения тальковых руд. Используя эти факторы, можно решать в известной мере

1
2
3
4
5
6
7
8
БАРЕНЦОВО МОРЕ
КАРСКОЕ МОРЕ
МОРЕ ЛАПТЕВЫХ
ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ
БЕРИНГОВО МОРЕ
ОХОТСКОЕ МОРЕ
ЧЕРНОЕ МОРЕ
Азовское море
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
Аральское море
Мурманск
Таллин
Рига
Ленинград
Вильнюс
Минск
Архангельск
Сев. Двина
Смоленск
МОСКВА
Кишинев
Киев
Одесса
Горький
Харьков
Саратов
Ростов
Дон
Волга
Куйбышев
Свердловск
Волгоград
Урал
Обь
Енисей
Дудинка
Лена
Якутск
Магадан
Омск
Тбилиси
Ереван
Баку
Сыр-Дарья
Аму-Дарья
Ашхабад
Ташкент
Фрунзе
Алма-Ата
Душанбе
Улан-Удэ
Чита
Благовещенск
Хабаровск
Николаевск-на-Амуре
Амур
Владивосток
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

обратную задачу предварительного прогнозирования в регионах, где еще не известны месторождения. По существу это тот же неизменный метод геологических аналогий, неоднократно оправдывавший себя в обнаружении крупнейших месторождений и целых провинций полезных ископаемых. Таким образом, последовательно и единообразно применяя принцип факторов размещения, можн , пользуясь геотектонической картой СССР, подразделить всю территорию Союза на площади бесперспективные, регионы, в которых обнаружение месторождений талька не исключено, и благоприятные для их поисков регионы. На схеме фиг. 9 к бесперспективным площадям отнесены области развития платформенных чехлов, слабо метаморфизованных и слабо дислоцированных отложений наложенных мульд межгорных и краевых прогибов палеозойской складчатости, средние и верхние структурные ярусы мезозойских и кайнозойских складчатых систем. В складчатых областях выделены наиболее дислоцированные нижние структурные этажи, в пределах которых скопления тальковых руд магнезиально-карбонатной группы (как, впрочем и гипербазитовой) не исключены.

В пределах этих чрезвычайно обширных областей оконтурены регионы развития метаморфических комплексов протерозойского (и рифейского) возраста в зонах докембрийских складчатых структур или в докембрийских ядрах более молодых складчатых систем, наиболее благоприятные для обнаружения месторождений тальковых руд в свете общих метаморфических и стратиграфических факторов размещения. Остальная часть территорий, выделенных крапом, включает как древнейшие интенсивно метаморфизованные архейские комплексы, так и палеозойские и частично даже мезозойские складчатые комплексы нижних структурных этажей. Как видим, примененный здесь принцип выделения перспективных в разной степени территорий чрезвычайно прост. Некоторым отчетливо видимым на карте его обоснованием является присутствие известных месторождений лишь в благоприятных регионах. Помимо регионов с известными месторождениями, на карте выделены другие обширные структурные единицы, для которых иногда даже точно неизвестен фациальный состав карбонатных пород. В целом, в соответствии с возрастом складчатости выделены следующие перспективные регионы (в скобках указаны известные месторождения и проявления тальковых руд магнезиально-карбонатной группы).

Фиг. 9. Схема размещения на территории СССР главнейших тальконосных провинций, месторождений тальковых руд и геотектонических структур и комплексов, благоприятных для поисков месторождений талька

1 — геологические структуры складчатых областей, в пределах которых возможно обнаружение тальковых месторождений; *2* — гипербазитовые пояса перидотитовой формации, благоприятные для поисков тальковых руд гипербазитовой группы; *3* — геотектонические структуры, благоприятные для поисков тальковых руд магнезиально-карбонатной группы; *4* — крупнейшие тальконосные провинции и поля с эксплуатирующимися и разведанными месторождениями тальковых руд гипербазитовой группы; *5* —крупнейшие тальконосные поля магнезиально-карбонатной группы; *6* — *7* — отдельные месторождения тальковых руд гипербазитовой группы: *6* — эксплуатирующиеся и разведанные, *7* — разведующиеся; *8* — отдельные поля и месторождения тальковых руд магнезиально-карбонатной группы. Тальконосные провинции, поля и отдельные месторождения талька: *1* — Миасская тальконосная провинция, *2* — Средне-Уральская тальконосная провинция, *3* — Султан-Уиз-Дагское тальконосное поле, *4* — Онотское тальконосное поле, *5* — Киргитейское тальконосное поле, *6*—Сегозерская группа месторождений тальково-хлоритового камня, *7* — Веселянское месторождение тальково-магнезитового камня, *8*—Чешорская группа месторождений талька, *9* — Джетыгаринское месторождение талькитов и тальково-магнезитовых пород, *10* — Шематалказинское месторождение талькового камня, *11* — Южно-Памирская группа месторождений талькитов, *12* — Светлоключское тальконосное поле, *13* — Озерное месторождение. *14* — Бираканское месторождение талькитов и тальково-доломитового камня, *15* — Бейцухинское месторождение асбестина, *16* — Дмитриевское месторождение тальково-магнезитового камня, *17* — Чулактауское месторождение талькового камня, *18* — Курчумское месторождение тальково-магнезитового камня

I. Докембрийские складчатые образования

1. Области развития доломитовых толщ в карелидах Балтийского щита.
2. Протерозойские толщи главного антиклинория Восточного Саяна (Онотское тальконосное поле).
3. Области развития протерозойских осадочно-метаморфических толщ в Байкальской складчатой зоне в западном и северном Прибайкалье и на Витимо-Патомском нагорье.
4. Области развития протерозойских осадочно-метаморфических толщ в Яблоново-Становом антиклинории.
5. Области развития синийских толщ в Енисейском поднятии (Киргитейское месторождение и другие талькопроявления Удерейского тальконосного поля).

II. Каледонские складчатые образования

6. Области развития протерозойских толщ в антиклинориях запада Центрального Казахстана (Кокчетавского, Улутауского, Бетпакдалинского, Каратауского), а также Северо-Тяньшаньской антиклинальной зоны.
7. Нижний ярус Бийского антиклинория (Светлоключское месторождение) и ряд докембрийских ядер Западного Саяна.
8. Область развития протерозойских толщ Сангиленского антиклинория и выступ протерозойских пород на крайнем северо-востоке Тувы (Озерное месторождение).
9. Протерозойские толщи каледонского антиклинория Восточного Саяна и Окинского поднятия.

III. Герцинские складчатые образования

10. Области развития докембрийских толщ в Башкирском антиклинории (Сюрюнзянское месторождение) и антиклинорий Урал-Тау в западной зоне Урала.
11. Ряд докембрийских ядер в Центральном и Восточном Казахстане.
12. Протерозойские толщи Теректинского антиклинория в Горном Алтае.

IV. Мезозойская складчатость

13. Регионы развития протерозойских толщ в Восточно-Забайкальско-Приамурской складчатой области: Приаргунское и Джагдино-Тукурингское поднятия.
14. Докембрийские ядра Сихотэ-Алинской складчатой области: Хингано-Буреинский антиклинорий (Бираканское месторождение) и Уссури-Ханкайский антиклинорий (Бейцухинское проявление асбестина).
15. Докембрийские ядра Полоусного и Чукотского антиклинориев, области развития протерозойских отложений в Колымском и Тайгоносском срединных массивах Верхояно-Чукотской складчатой области.

V. Альпийская складчатость

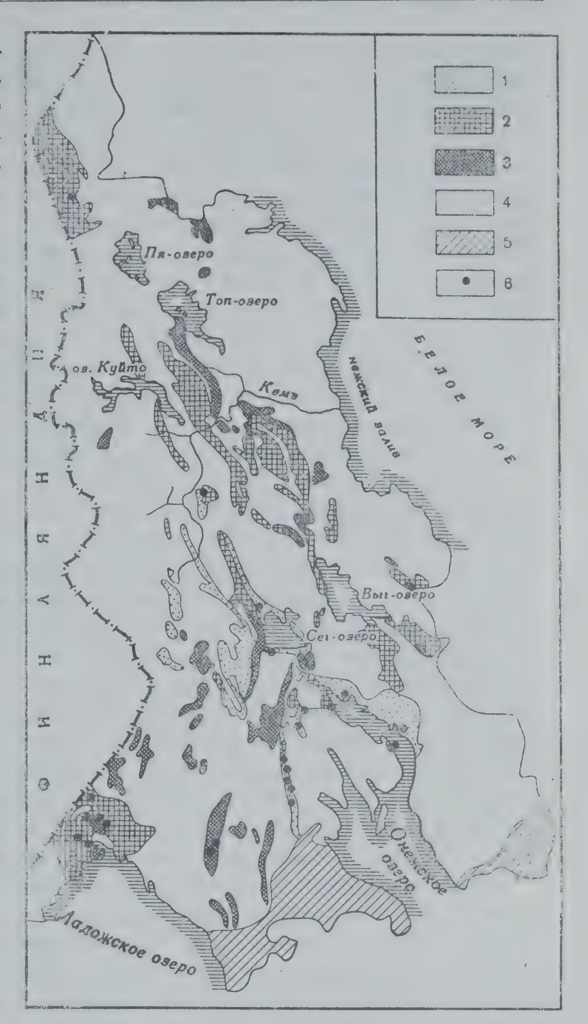
16. Докембрийские ядра в антиклинальной зоне Южного Памира (Горондаринское и Мульводжское месторождения, а также ряд других талькопроявлений).

Во всех регионах с выявленными месторождениями тальковых руд имеются перспективы выявления новых месторождений.

Однако в других выделенных благоприятных регионах автору не всегда известен даже фациальный состав карбонатных пород, не говоря уже о прямых признаках тальконосности. В числе предварительно выделенных благоприятных регионов без известных тальковых месторождений можно указать метаморфизованные доломитовые отложения в Западном Прибайкалье, Яблоново-Становом антиклинории (верховья Зеи), в каледонской зоне Восточного Саяна, Сангиленском антиклинории (балыктыгхемская свита), Приаргунском поднятии, Джагдино-Тукурингском поднятии (хребты Дуссе-Алинь и Ям-Алинь), Полоусненском антиклинории (Селенняхский кряж). Во всех случаях метаморфизм этих отложений отвечает фации зеленых сланцев, иногда частично — амфиболитовой фации. В Джагдино-Тукурингском поднятии известны непосредственные признаки оталькования доломитов, а в докембрийских отложениях Селенняхского кряжа с доломитами переслаиваются разнообразные тальково-хлоритовые и тальково-амфиболовые сланцы. Из перечисленных регионов практический интерес могут представить по своему географическому по-

ложению каледонская зона Восточного Саяна, в пределах которой непосредственно к югу от Красноярска развита овсянкинская свита доломитов, переслаивающихся с зелеными сланцами, и протерозойские доломиты Западного Прибайкалья, располагающиеся невдалеке от Иркутска. Однако наибольший интерес в географо-экономическом отношении представляют благоприятные регионы Балтийского щита и Башкирский антиклинорий, тяготеющие к средней промышленной полосе, в связи с чем на них следует остановиться более детально.

Регионы карельской складчатости Балтийского щита, показанные на карте, располагаются в пределах четырех структурно-фациальных зон, выделенных Л. Я. Харитоновым (1955): Печенгско-Варзугской на Кольском полуострове, Восточно-Финляндской, Западно- и Восточно-Карельской в Карелии. Карбонатные породы в протерозойских толщах Балтийского щита имеют преимущественно доломитовый состав и присутствуют в трех разновозрастных формациях, слагая толщи мощностью до нескольких сотен метров. Взаимнсе стратиграфическое положение этих формаций в разрезе протерозоя во многом еще носит дискуссионный характер. В последней унифицированной стратиграфической схеме протерозоя Карелии, по К. О. Кратцу, В. Н. Нумеровой и В. А. Перевозчиковой (Геология СССР, т. 39, 1960), доломитовые породы Карельского геологического района относятся к двум возрастным формациям нижнего протерозоя (нижнего карельского комплекса) и одной возрастной формации среднего протерозоя (верхнего карельского комплекса, или ятулия). Распространение этих формаций показано на фиг. 10, в основу которой положена схематическая тектоническая карта Карелии В. А. Перевозчиковой и К. О. Кратца. В нижнем карелии в сопоставляемых метаморфизованных карбонатно-терригенно-эф-



Фиг. 10. Схема размещения благоприятных для талькообразования доломитсодержащих протерозойских формаций Карелии

1 — сегозерская терригенная и онежская карбонатно-сланцевая серия верхнего структурного яруса карелид; 2 — тунгудско-надвоицкая серия среднего структурного яруса карелид; 3 — гимольская, парандовская и тикшозерская нижнепротерозойские серии нижнего структурного яруса карелид; 4 — гранитизированные и магматические архейские породы и протерозойские комплексы, лишенные доломитов, в пределах которых поиски месторождений безжелезистых тальковых руд бесперспективны; 5 — палеозойские и потнийские слабо дислоцированные отложения; 6 — главнейшие месторождения доломитов

фузивных сериях: гимольской (Западно-Карельская синклинальная зона), тикшозерской (Северо-Карельский синклинорий) и парандовской (Восточно-Карельская синклинорная зона), доломиты преимущественно развиты в последней или в ее аналогах — сортвальской серии Северного Приладожья (Восточно-Финляндская синклинорная зона) и бергаульской свите Прионежья. Эти серии слагают нижний структурный ярус карелид и из протерозойских пород наиболее интенсивно метаморфизованы. Средний структурный ярус карелид слагается тунгудско-надвоицкой серией, в средней части которой выделяется толща доломитов с подчиненным количеством известняков, переслаивающихся со сланцами. В верхнем структурном ярусе карелид доломиты присутствуют в сопоставляемых среднепротерозойских (верхнекарельских) сегозерской терригенной (Западно- и Восточно-Карельские синклинорные зоны) и онежской карбонатно-сланцевой сериях (Западно-Карельская и Восточно-Финляндская синклинорные зоны), но преимущественно в последней.

Метаморфизм нижнепротерозойских пород меняется от глубоких преобразований, сопровождающихся интенсивной мигматизацией, до фации зеленых сланцев. Наиболее широко проявились амфиболитовая и эпидотово-амфиболитовая метаморфические фации. Ультраосновные и основные породы превращены в зеленокаменные, в том числе в довольно широко распространенные тальково-хлоритовые сланцы, местами образующие месторождения горшечного камня, числящиеся на балансе. Метаморфизм доломитов наиболее детально изучен в северном Приладожье (Кицул, 1959), где выделяются региональные зоны тремолитсодержащих доломитов, диопсидсодержащих мраморов с подчиненными количествами диопсидово-амфиболово-скаполитовых скарнов и зона форстеритовых кальцифиров. Только для этого участка автору известны из литературы указания на присутствие незначительной примеси ретроградного талька в доломитовых мраморах Карелии.

Породы среднего протерозоя метаморфизованы значительно слабее и в основном отвечают наиболее низкотемпературной мусковитово-хлоритовой субфации. Однако в участках вторичной поперечной сланцеватости в зеленокаменных породах развиваются значительные зоны актинолитовых, хлоритовых и тальково-карбонатных пород (Eskola, 1948). В доломитах среднего протерозоя обычно устойчив терригенный кварц, а из других минералов-примесей указывались в литературе хлорит, биотит, актинолит и особенно часто мусковит. Доломиты часто переслаиваются с кварцитами.

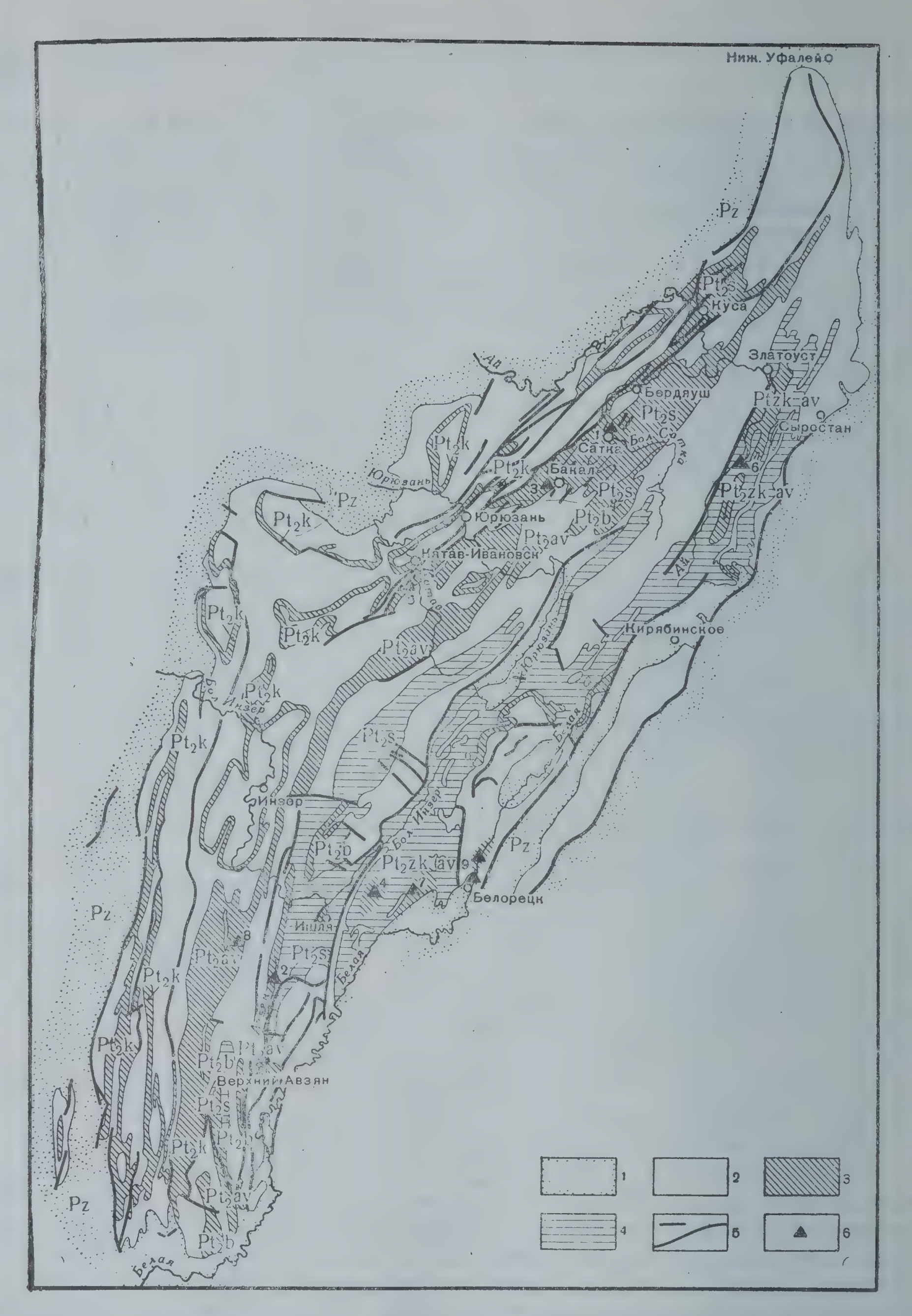
Таким образом, несмотря на широкое проявление в протерозойских толщах метаморфических фаций, благоприятных для талькообразования, и интенсивное талькообразование, в зеленокаменных породах имеются лишь единичные указания на присутствие талька в доломитах. Можно, правда, предполагать, что часто указывающийся в доломитах мелкочешуйчатый мусковит частично является тальком. Подобное отсутствие прямых признаков тальконосности доломитов Карелии сочетается с отсутствием в них магнезитов, указывающих на интенсивную метаморфическую дифференциацию и часто ассоциирующих с месторождениями талька. Все это побуждает с известной осторожностью подходить к прогнозам тальконосности в протерозойских доломитах Карелии. Тем не менее можно все-таки полагать, что в силу большой податливости тальковых пород эрозии, они в условиях чрезвычайно плохой обнаженности Карелии могли сохраниться в закрытых участках, а изучение карбонатных пород всегда было направлено на вскрытые неоталькованные породы.

Все выделенные на фиг. 10 доломитсодержащие формации по фациально-метаморфическому признаку благоприятны для образования место-

рождений талька. Эти обширные площади, конечно, лишь в незначительной степени заняты доломитовыми толщами. Наиболее известные месторождения доломитов показаны на схеме. Как можно видеть, они приурочены ко всем выделенным формациям. Однако предпочтение следует отдать все-таки нижнепротерозойским сериям в связи с их большей дислоцированностью, сходной с условиями залегания пород в известных талькоиосных регионах. Таким образом, предварительно можно рекомендовать обследование на тальконосность доломитовых толщ тунгудско-надвоицкой и сортвальской серий (ладожской формации) Северного Приладожья и парандовской серии (бергаульской свиты) Северного Прионежья. Со всеми тремя доломитсодержащими свитами Карелии с разной степенью достоверности сопоставляются аналогичные породы свит имандра-варзуга и печенга-кучин Печенгско-Варзугской структурно-фациальной зоны карелид Кольского полуострова. Ладожская формация и бергаульская свита по составу и характеру метаморфизма сопоставляются со свитой корва Кольского полуострова.

Башкирский антиклинорий. В докембрийских верхнепротерозойских (рифейских) толщах, выступающих в западной зоне Урала в пределах обширного Башкирского антиклинория, широко развиты карбонатные породы, в том числе доломиты. Доломиты ряда свит содержат метасоматические тела магнезитов. По степени метаморфизма эти комплексы относятся к фации зеленых сланцев или сфере раннего метаморфизма. На фиг. 11 в пределах Башкирского антиклинория выделены свиты, в которых известны доломитовые горизонты со скоплениями магнезитов. В пределах полос распространения этих свит в свою очередь выделяются участки, характеризующиеся по данным геологической съемки преобладанием карбонатных пород или переслаиванием карбонатных и терригенных горизонтов, и площади с преобладающим развитием терригенных пород. Магнезиты известны в верхнесаткинской подсвите саткинской свиты, где они слагают группу крупнейших месторождений мирового значения. К сопоставляемым доломитовым отложениям приурочено Исмокаевское месторождение магнезита в 25 *км* севернее пос. Верхний Авзян, а также Сюрюнзякская группа месторождений к западу от г. Белорецка. В этой группе месторождений магнезиты заметно оталькованы и залегают совместно с вмещающими их доломитами в толще хлоритовых и тальково-хлоритовых сланцев. Внутри магнезитов имеются прослои рассланцованного талькита и с ними непосредственно ассоциирует довольно мощная рыхлая тальковая толща (Татаринов и др., 1934_2) — вероятно, порошковатые талькиты коры выветривания. Относительно мелкие тела магнезитов известны также в доломитах бакальской свиты (район Бакала), авзянской свиты (южнее Катав-Ивановска, Веселовское месторождение на р. Ай, Яндыкское — у деревни Азналкино, в Белорецком районе, Туканское месторождение). Наконец, с доломитами катавской свиты связана целая группа крупных магнезитопроявлений к северу от Белорецка (по устному сообщению З. М. Старостиной, эти магнезитопроявления относятся также к авзянской свите). Во всех проявлениях магнезита присутствует та или иная примесь талька. Однако лишь в Сюрюнзякской группе месторождений известны значительные его скопления.

Таким образом, доломитовые толщи Башкирского антиклинория по возрасту, приуроченности к благоприятному метаморфическому комплексу, присутствию многочисленных тел магнезитов, так и по прямым признакам тальконосности, следует расценивать как благоприятные для образования месторождений талька. Однако фациальные переходы в карбонатных породах в регионе еще изучены недостаточно, также плохо



Фиг. 11. Схема размещения протерозойских доломитсодержащих формаций Башкирского антиклинория, благоприятных для поисков месторождений безжелезистых тальковых руд

1 — палеозойское обрамление Башкирского антиклинория; *2* — область распространения протерозойских формаций, в которых неизвестны магнезиально-карбонатные толщи; *3* — районы распространения доломитсодержащих свит, существенно карбонатных или представленных переслаивающимися карбонатными породами и сланцами; *4* — районы распространения доломитсодержащих свит с преимущественным развитием метаморфизованных терригенных фаций; *5* — тектонические нарушения; *6* — магнезито- и талькопроявления.

Индексы доломитсодержащих свит и их возрастных аналогов: Pt_2k — катавская свита; Pt_2av — авзянская свита; $Pt_2zk + av$ — объединенные зигазино-комаровская и авзянская свиты; Pt_2b — бакальская свита; Pt_2s — саткинская свита.

Месторождения магнезита и талькопроявления: *1* — Саткинская группа, *2* — Исмокаевское месторождение, *3* — Бакальские магнезитопроявления, *4* — Сюрюнзякское месторождение магнезита и талькопроявление, *5* — Катавивановские и *6* — Веселовское магнезитопроявления, *7* — Яндыкское (Азналкинское) магнезитопроявление, *8* — Туканское месторождение, *9* — Северо-Белорецкая группа магнезитопроявлений

известно и распределение фаций метаморфизма. Поэтому в районах развития доломитовых толщ, показанных на фиг. 11, пока трудно определенно наметить конкретные площади для поисков. Можно лишь полагать, что прежде всего интерес представляют более древние свиты, интенсивно дислоцированные, ассоциирующие с более метаморфизованными терригенными породами и содержащие прямые признаки значительной тальконосности, и прежде всего район Сюрюнзякской группы месторождений магнезита.

Гипербазитовая группа

Общие факторы размещения

Литологический фактор размещения тальковых руд гипербазитовой группы, естественно, обусловлен тесной их связью с ультраосновными породами. Гипербазиты в целом представляют тип горных пород, наиболее близких по составу к тальку. Действительно, в любой ультраосновной неизмененной породе (оливинитах, гарцбургитах и пр.) по сравнению с составом талька содержится в избытке магний, а также и значительная часть необходимого для образования талька кремнезема. При этом гипербазиты весьма чувствительны к метаморфизму и «сухие» магнезиально-силикатные породы среди них, скорее, представляют редкость по сравнению с магнезиально-водносиликатными. Серпентиниты при том же в общем соотношении магния и кремнезема, как и безводные гипербазиты, по отношению к составу талька содержат в избытке также воду, необходимую для него, и, таким образом, из всех существующих пород по составу наиболее близки к тальку. В связи с этим представляется вполне естественным, что тальк всегда присутствует практически в любой ультраосновной породе и что скопления талька преимущественно связаны с серпентинитами. Серпентиниты столь широко распространены среди ультраосновных пород, что выдвигались даже теории о существовании самостоятельных серпентиновых магм. Не касаясь дискуссионных вопросов происхождения ультраосновных пород, можно лишь отметить, что серпентиниты далеко неодинаково распространены в трех выделяемых в настоящее время формациях ультраосновных пород, в видимой связи с чем находится и распространенность тальковых руд, приуроченных к этим трем формациям.

Фациально-магматический фактор размещения тальковых руд заключается в преимущественной связи тальковых месторождений с перидотитовой и в меньшей степени с габбро-перидотитовой формацией. В третьей известной формации гипербазитов, в комплексах щелочных — ультраосновных пород месторождения тальковых руд неизвестны. Это обстоятельство можно истолковывать как следствие специфики локализации подобных комплексов уже в платформенных условиях, когда метаморфизм гипербазитов обусловлен преимущественно лишь щелочными растворами самого магматического комплекса. При подобном щелочном автометаморфизме (в широком смысле слова) гипербазитов, вероятно, затруднено возникновение талькитов и бóльшую роль среди метасоматитов начинают играть флогопитовые и карбонатитовые образования.

Некоторые объяснения могут быть даны и в отношении меньшей благоприятности габбро-перидотитовой формации. Как известно, при изучении месторождений хризотил-асбеста уже давно подмечена их приуроченность к перидотитовой формации и, наоборот, отсутствие в габбро-перидотитовой формации. Это обстоятельство связывается с широким

распространением в последней пироксенитов, менее благоприятных по составу для серпентинизации и менее ей подверженных. Именно этим последним, вероятно, обусловлена и слабая тальконосность габбро-перидотитовой формации. Однако точное количественное соотношение тальконосности этих двух формаций пока дать трудно, так как даже их разграничение во многих случаях еще достоверно не произведено.

За рубежом перидотитово-серпентинитовые интрузии выделяются также в генетической связи с кислыми гранитово-гранодиоритово-диоритовыми интрузивными комплексами (Nockolds, 1941; Larsen, 1948), однако автору описанные примеры таких ассоциаций в СССР неизвестны.

Таким образом, суммируя литологический и фациально-магматический факторы размещения, можно отметить, что для возникновения скоплений тальковых руд гипербазитовой группы наиболее благоприятны ультраосновные породы перидотитовой формации.

Фациально-метаморфический фактор размещения тальковых руд, впервые выделенный автором для магнезиально-карбонатной группы, почти в том же виде приложим и к гипербазитовой группе. Почти все месторождения тальковых руд гипербазитовой группы располагаются в регионально-метаморфизованных толщах, претерпевших преимущественно метаморфизм фации зеленых сланцев и лишь частично — амфиболитовой фации. Исключение из этого правила, известное автору, составляет лишь своеобразный комплекс повторно метаморфизованных серпентинитов Сысертского района на Среднем Урале, претерпевших как высокотемпературный метаморфизм гранулитовой фации (с образованием энстатитовых пород), так и сопряженный с ним низкотемпературный метаморфизм, сопровождавшийся образованием значительных скоплений тальковых руд. Благоприятные в отношении интенсивности метаморфизма комплексы представляют преимущественно древние интенсивно дислоцированные отложения, чем наряду с эпохами внедрения гипербазитов определяется условный стратиграфический фактор размещения.

Стратиграфический фактор. Периоды внедрения гипербазитов перидотитовой формации имеются во всех геологических эпохах. Наряду с протерозойскими гипербазитами Карелии и Украинского кристаллического массива, которые ряд исследователей склонны рассматривать как метаморфизованные эффузивы, имеется не менее трех периодов внедрения гипербазитов в палеозое и двух в мезозое и кайнозое. Все известные значительные месторождения тальковых руд связаны с протерозойскими и палеозойскими гипербазитами. В связи с более молодыми ультраосновными интрузиями встречены лишь незначительные талькопроявления. Таким образом, можно говорить о благоприятных для обнаружения тальковых руд гипербазитовой группы протерозойских и палеозойских комплексах.

Регионально-тектонический фактор наиболее полно суммирует все предыдущие и складывается из взаимозависимых условий.

1. Становление ультраосновных пород перидотитовой формации, благоприятных для талькообразования, происходит лишь в геосинклинальный этап развития участков земной коры.

2. Распространение и поясовая локализация гипербазитов определяются приуроченностью к глубинным разломам и структурно-возрастной связью с осадочно-эффузивной змеевиковой формацией внутренних частей геосинклинали (Егоян, Хаин, 1953).

3. Условия метаморфизма, способствующие интенсивному талькообразованию в древних «стратиграфически благоприятных толщах», возникают при интенсивных складчатых дислокациях.

Регионально-тектонический фактор размещения обусловливает приуроченность тальконосных провинций гипербазитовой группы к нижним структурным этажам (синклинориям и антиклинориям) палеозойских складчатых систем.

Локальные факторы размещения

При рассмотрении любой тальконосной провинции, например, наиболее детально изученной Миасской, сразу же бросается в глаза приуроченность подавляющего количества месторождений тальковых руд к краевым зонам и границам гипербазитовых поясов и массивов. Такое размещение месторождений тальковых руд обусловлено преимущественно контактово-реакционным их происхождением за счет взаимодействия магнезиальной и кремнеземистой сред. В этом прежде всего можно видеть роль локального литологического фактора размещения.

Следует заметить, что широко бытующие представления о решающей роли кислых интрузий в происхождении тальковых руд гипербазитовой группы совершенно не соответствуют действительному положению вещей. Большинство месторождений тальковых руд не обнаруживает подобной связи, и, наоборот, при их изучении резко выступает зависимость от контактов гипербазитов с парапородами, богатыми кремнеземом,— слюдистыми, кварцево-хлоритовыми, кварцево-графитистыми и т. д. Так, например, в давно изучавшейся Миасской тальконосной провинции более половины талькопроявлений из общего их количества, приближающегося к сотне, не имеет поблизости гранитных интрузий. Растворы кислых интрузий обычно лишь по общим соображениям могут рассматриваться как стимуляторы метаморфизма. В тех же случаях, когда кремнеземистая среда, участвующая в контактово-реакционном метасоматозе, представлена гранитоидами, всегда отчетливо можно установить из наблюдений метаморфической зональности, что граниты были пассивным источником кремнезема и десилицировались в послемагматическую стадию (Джетыгаринское месторождение), хотя источником растворов и могли быть предположительно глубинные, еще не консолидировавшиеся части магматического очага. Отчасти как литологический фактор размещения можно рассматривать и приуроченность тальковых руд, особенно тальково-карбонатных камней, к антигоритовым серпентинитам. Эта зависимость, впрочем, лишь при ограниченных возможностях наблюдений над метаморфической зональностью в гипербазитовых массивах выглядит как эмпирически установленный литологический контроль. Тогда как при возможности одновременного изучения всей метаморфической зональности подобную связь с бóльшим основанием следует рассматривать как следствие метаморфического фактора размещения. Этот важнейший фактор размещения обусловливает закономерное распределение в метаморфической зональности различных типов тальковых руд в пределах рудного поля.

Наряду с представлениями о генезисе тальковых месторождений в связи с воздействием кремнекислых гидротермальных растворов гранитной магмы в течение длительного времени в геологической литературе дебатировался вопрос о метаморфической зональности на контакте существенно кремнеземистых и ультраосновных пород, в которой участвуют и тальковые оторочки. Рассматривая такую зональность на контакте пегматитов или иных кислых изверженных пород и гипербазитов, А. Е. Ферсман и вслед за ним ряд других исследователей считали ее возникшей в результате десиликации кислой магмы, внедрявшейся в резко неравновес-

ную с ней ультраосновную среду. Однако ряд фактов и прежде всего структуры замещения кислых пород в твердом состоянии и наличие совершенно аналогичной зональности на контакте гипербазитов и парапород позволили обоснованно отклонить эти взгляды и истолковывать подобную зональность как результат контактово-реакционного метасоматоза. Теория контактово-реакционного метасоматоза Д. С. Коржинского в приложении к рассматриваемым объектам представляет дальнейшее углубление гипотезы метаморфической дифференциации А. Филлипса и Г. Хесса, предложенной в середине 30-х годов. Наблюдения на большинстве промышленных месторождений талька свидетельствуют, что тальковые залежи на них представляют более развитые тальковые оторочки такой зональности. Это позволяет объединить проблему генезиса тальковых месторождений с проблемой происхождения зональности. Таким образом, в настоящее время можно считать окончательно доказанным, что подавляющее большинство месторождений талька, если не все, возникло в результате контактово-реакционного метасоматоза. В наиболее общем случае крупные скопления тальково-карбонатных камней, представляющие продукт нормального метаморфизма серпентинитов, сочетаются с талькитами, возникающими в непосредственном контакте преимущественно за счет серпентинитов и в меньшей степени за счет богатых кремнеземом пород, и тальково-хлоритовыми камнями (чаще хлоритовыми сланцами), образующимися по алюмосиликатным породам.

Наиболее полная и типичная зональность с участием тальковых руд состоит из зон: хризотиловый серпентинит — антигоритовый серпентинит — отальккованный и карбонатизированный серпентинит — такой же серпентинит с жилами щелочного амфибол-асбеста (или актинолитово-тремолитовая зона) — тальково-магнезитовый (брейнеритовый) камень — талькит — апоалюмосиликатная зона (хлоритовая, биотитово-хлоритовая, вермикулитовая, иногда также представленная разными сочетаниями этих минералов, обособляющихся в самостоятельные зоны и имеющих переходные участки) — зона слабо измененных кремнеземистых пород (хлоритизированных, серицитизированных, карбонатизированных).

Вариации зональности — наличие или отсутствие в ней апосерпентинитовой щелочно-амфиболовой и актинолитовой зоны, апоалюмосиликатной биотитовой или вермикулитовой зоны — иногда обусловлены составом вмещающих пород. Так, биотитовая зона возникает лишь при участии в контактово-реакционном метасоматозе достаточно богатых глиноземом пород, например, кислых интрузивов, но отсутствует при замещении существенно кварцевых пород. Щелочно-амфиболовая зона, по мнению Ю. К. Андреева (1959), возникает лишь при участии в контактово-реакционном метасоматозе кислых изверженных жильных пород, из которых при хлоритизации и освобождаются щелочи, необходимые для возникновения щелочных амфиболов.

Аналогичным образом выпадение зоны талькитов иногда бывает четко обусловлено составом контактирующих с метаморфизующимися серпентинитами пород. Так, в частности, в рудном поле Султан-Уиз-Дага Л. Б. Коганом отчетливо установлено, что талькиты возникают лишь в контакте с кварцево-биотитовыми сланцами, тогда как с более бедными кремнеземом амфиболитами непосредственно контактируют тальково-магнезитовые камни. В этом случае метаморфическая зональность чутко реагировала на разности потенцалов кремнезема во вмещающих породах, и такие явления следует связывать с влиянием, скорее, литологического фактора размещения.

Иногда различия в зональности можно увязать с особенностями термического режима. Так, например, отсутствие в одних случаях

биотитовой зоны и появление ее с последующей более или менее полной хлоритизацией в других случаях при участии в контактово-реакционном метасоматозе сходных алюмосиликатных пород, вероятно, связано с более высокотемпературными условиями метасоматоза при образовании зональности с развитием биотитовой зоны. Иногда в сходной геологической ситуации актинолитовая зона, одновременная с тальковой, бывает выражена в самой различной степени от субмономинеральной четкой полосы до рассеянного минералообразования и полного исчезновения актинолита. Видимо, в данном случае актинолит возникает как следствие повышенной активности кальция при метасоматозе и неравномерное проявление актинолитовой зоны обусловлено колебаниями в интенсивности метасоматоза.

Выпадение зоны тальково-карбонатного камня, вероятно, также может обусловливаться не только местными вариациями эрозионного среза месторождения, но и колебаниями парциального давления углекислоты, связанными с глубиной и температурой метаморфизма. Предположение о большей глубинности месторождений тальково-карбонатного камня по сравнению с месторождениями талькитов, на которых эта зона получает ограниченное развитие, было высказано И. Ф. Романовичем (1960_4) в связи с известными представлениями Д. С. Коржинского о прямой зависимости химического потенциала углекислоты от глубинности. Эти представления пока не подтверждены детальным анализом фактического материала, однако они кажутся вероятными. Так, например, при сопоставлении тальконосного поля Султан-Уиз-Дага, в котором преимущественно развиты тальково-карбонатные породы, замещающие антигоритовые серпентиниты, с оталькованными хризотиловыми серпентинитами месторождения талькового камня Шематал-Казы в Катрантауском хребте (Киргизская ССР), свидетельствует, что последние формировались в условиях меньшей глубинности. Можно также полагать, что тальково-карбонатные породы сочетаются с лиственитами (кварцево-магнезитовыми породами), несомненно формирующимися при еще более высоком химическом потенциале углекислоты, в условиях повышенной глубинности.

Все эти и подобные им особенности месторождений, к пониманию которых можно подойти только в результате углубленных петрографических исследований, обусловливаются метаморфическими факторами локализации тальковых руд.

Локальный т е к т о н и ч е с к и й ф а к т о р определяется структурой рудного поля. При этом важно отметить одно существенное обстоятельство. Зоны интенсивной трещиноватости и смятия пород часто возникают в приконтактовых частях, на границах сред, различающихся по механическим свойствам. Это обстоятельство удачно сочетается с литологическим фактором, обусловливая более интенсивное проявление контактово-реакционных процессов.

К сожалению, роль г и п е р г е н н о - д е н у д а ц и о н н о г о ф а к т о р а размещения в приложении к тальковым рудам гипербазитовой группы совершенно не изучалась под углом зрения установления условий локализации тальковых руд повышенного качества. Обычно приповерхностные части месторождений здесь рассматриваются как некондиционные вследствие повышенной влажности и обилия натечных гидроокислов железа. Однако подобные заключения относятся к месторождениям без развитой коры выветривания. Проявления коры выветривания тальковых пород с образованием дезинтегрированных порошковатых талькитов установлены мощностью до 100 *м*. Однако условия миграции в них гидроокислов железа совершенно неясны. Можно, однако, заключить

(судя по описаниям Медведевского месторождения), что реликты серпентина в коре выветривания переходят в опал и халцедон, которые мигрируют слабо, загрязняя тальковые руды.

Тальконоснсоть гипербазитовых провинций

На фиг. 9 нанесены наиболее крупные гипербазитовые пояса со значительным развитием перидотитов, а также крупнейшие известные тальконосные провинции и отдельные месторождения. Перспективность всех гипербазитовых провинций в общем пропорциональна их тальконосности. При всех прочих равных условиях перспективы тальконосности отдельных провинций, естественно, определяются и масштабами проявления гипербазитов. По этому признаку часть благоприятных по рассмотренным факторам размещения провинций, имеющих известные месторождения тальковых руд, обладает относительно небольшими перспективами обнаружения новых крупных месторождений; сюда относятся Карельская, Кавказская, Северо-Памирская, Приморская и Украинская провинции. В имеющей также относительно небольшие перспективы Средне-Азиатской провинции уже выявлено удачно вскрытое эрозией крупнейшее Султануиздагское рудное поле. Однако вероятность обнаружения других подобных тальконосных узлов здесь, очевидно, мала. По остальным трем крупнейшим благоприятным для тальконосности провинциям пока затруднительно делать категорические заключения о наибольшей перспективности какой-нибудь одной из них. Уральская гипербазитовая провинция (с освоенными уже Среднеуральским и Миасским тальконосными районами) лучше всех изучена и, естественно, здесь известно наибольшее количество месторождений (более 300).

Вместе с тем для огромной Алтае-Саянской провинции также, несмотря на отсутствие специальных геологоразведочных работ на тальковое сырье, известны многочисленные талькопроявления. Поскольку зоны тальково-карбонатных пород часто имеют огромные мощности, значительно превышающие размеры талькитовых зон, здесь в большем количестве известны именно месторождения тальковых камней (Наделяев, Смолин, 1958), видимые размеры которых в ряде случаев выражаются километрами. В Алтае-Саянской провинции по фациально-метаморфическому фактору наибольший интерес представляют Западно-Саянский, Куртушибинский, Западно-Тувинский, Южно-Тувинский, Каахемский и Китойско-Окинский гипербазитовые пояса.

По Центрально-Казахстанской провинции сведения о тальконосности довольно скудные, но тем не менее нет оснований перспективы ее рассматривать скептически. В частности, интерес представляет Экибастузско-Чидертинский гипербазитовый пояс, представленный перидотитовой формацией.

В свете намечающейся связи тальконосности с глубинностью перспективы обнаружения новых крупных месторождений тальково-карбонатного камня, которые, по мнению автора, являются важнейшим типом гипербазитовой группы, имеются в гипербазитовых полосах Украинского кристаллического массива, Восточно-Уральского поднятия, Китойско-Окинского пояса в Восточном Саяне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в настоящем сообщении материал, как представляется автору, вносит известную определенность в вопросы генетической типизации тальковых руд и месторождений, намечает наиболее существен-

ные регионально-метаморфические и регионально-тектонические критерии размещения промышленной тальконосности. Эти последние, выделенные в значительной мере эмпирически, очевидно, определенным образом связаны с важнейшим фактором глубинности. Дальнейшее детальное сравнительное изучение рассмотренных выше вариаций метаморфической зональности месторождений тальковых руд с привлечением как геологического регионального материала, так и углубленного использования метода парагенетического анализа минеральных ассоциаций, видимо, позволит окончательно связать развитие тех или иных типов тальковых руд (талькосодержащих парагенезисов) с глубинностью их формирования: совершенное отсутствие талька в наиболее глубинных условиях, тальково-карбонатную и тальково-тремолитовую рудные ассоциации в условиях заметных глубин и существенно талькитовую в условиях умеренных глубин.

Одним из существенно важных результатов исследований последнего периода следует считать установление отсутствия непосредственной связи тальковых месторождений с гранитными интрузиями, которая в течение длительного времени рассматривалась как ведущий поисковый критерий. При использовании подобного критерия было бы невозможным обнаружение крупнейшего в СССР Киргитейского месторождения талькитов уникального качества.

Другое важнейшее достижение в изучении тальковых месторождений — выявление новых типов руд, особо чистых и природно дезинтегрированных порошковатых талькитов коры выветривания. Серьезную задачу дальнейших исследований, несомненно, представляет изучение коры выветривания тальковых руд как в части детальных минералого-петрографических работ и распознавания ее зональности с выявлением условий образования наиболее качественных типов гипергенных тальковых руд, так и в регионально-геологическом плане — по выявлению участков распространения древних кор выветривания в пределах тальконосных провинций.

Впервые предпринятое в настоящем сообщении рассмотрение тальконосности СССР в целом, довольно неполное в силу ограниченности объема статьи, позволило тем не менее выделить факторы размещения месторождений тальковых руд и в их свете дать самый предварительный прогноз тальконосности на всей территории Союза. При этом выявилась бесперспективность или слабая перспективность в отношении тальконосности большей части территории СССР (платформенные области, верхние структурные этажи молодых складчатых систем), и на геоструктурной основе оконтурились довольно многочисленные регионы, благоприятные для поисков месторождений талька.

Развитие сырьевой базы железистых талькитов в значительной мере может базироваться на уже известных месторождениях, и в освоении тех или иных объектов здесь главное значение приобретают геолого-экономические критерии.

Расширение сырьевой базы наиболее ценных и дефицитных безжелезистых тальковых руд в свете приведенного краткого обзора перспективных регионов может быть целесообразно направлено на освоение районов наиболее благоприятных.

Здесь же прежде всего следует выделить протерозойские карбонатные толщи Карелии, прямых указаний о тальконосности которых не имеется, но в которых известны доломитовые породы. Вместе с тем необходимо отметить сведения о добыче безжелезистого талька в пределах Фенно-Скандинавского массива в Финляндии и Норвегии. Возможно, еще больший интерес представляют протерозойские доломитовые толщи западной

зоны Урала, поскольку для них известны как прямые признаки тальконосности, так и проявления интенсивной метаморфической дифференциации доломитов с образованием крупных скоплений метасоматических магнезитов. Имеющиеся аналогии с крупнейшими тальконосными полями магнезиально-карбонатной группы Сино-Корейского щита, Восточного Саяна, Енисейского Кряжа, приуроченных к метаморфизованным доломитовым толщам, содержащим магнезиты, позволяют весьма положительно расценивать перспективы этого региона. При этом необходимо отметить, что опыт изучения подобных тальконосных регионов свидетельствует, что во всех случаях в них первоначально были установлены скопления магнезитов, а затем уже талькиты. Эффективность поисков тальковых руд в этих регионах в значительной мере будет определяться правильной организацией тематических исследований по изучению фациального состава карбонатных пород и пространственного размещения различных метаморфических фаций.

Перспективы значительного роста ресурсов безжелезистых тальковых руд в регионах с известными уже месторождениями несомненны, в особенности в Енисейском Кряже и Онотском рудном поле. В протерозойских отложениях Горной Шории можно ожидать обнаружения не только недостаточно качественных талькитов типа светлоключских, но и более ценных типов руд. То же можно в предварительном порядке заметить и в отношении Хингано-Буреинского антиклинория.

Проведение планомерных научно-исследовательских работ, углубленное прогнозирование различных типов тальковых руд и основанные на этом целеустремленные поисковоразведочные работы, несомненно, могут создать очень прочную сырьевую базу талька в СССР.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

И. Ф. Романович

ЗОНАЛЬНОСТЬ ТАЛЬКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА И СИБИРИ

Вопросами зональности на контакте алюмосиликатных и магнезиальных пород занимались многие геологи. Наиболее ранние сведения о наличии хлоритовой зоны на границе талькитов и слюдистых сланцев в районе Изумрудных копей на Урале, известные автору, были приведены еще в Горном журнале за 1832 г. Среди отечественных ученых, достаточно обстоятельно обсуждавших рассматриваемую зональность, следует упомянуть А. В. Николаева, В. С. Коптева-Дворникова, Е. А. Кузнецова, А. Е. Ферсмана, П. П. Пятницкого, В. Н. Лодочникова, К. А. Власова и многих других. Постоянную ассоциацию талькитов, хлоритовых, актинолитовых и тальково-карбонатных пород на тальковых месторождениях Урала без подробного рассмотрения закономерностей их взаимного расположения неоднократно отмечали в литературе В. В. Аршинов, Б. П. Уральский (1936), Б. Я. Меренков (Меренков, Муратов, 1942), а также многие работники геологоразведочных организаций. На тальковых месторождениях Сибири зональность отмечалась Н. Д. Соболевым (1940), К. М. Наделяевым (Наделяев, Смолин 1958), В. Г. Пинусом, В. А. Кузнецовым, И. М. Волоховым (1955, 1958). Автором в 1949 г. была выявлена зональность на Светлоключском месторождении аподоломитовых тальковых руд, а впоследствии начиная с 1955 г. изучена зональность на ряде месторождений Урала.

Зональность, несомненно, представляет одну из главнейших закономерностей на месторождениях талька. Изменения ее в зависимости от различных факторов определяют перспективы поисков тальковых руд в тех или иных геологических структурах. В связи с этим детальное совместное рассмотрение различных типов зональности представляет достаточный интерес.

ЗОНАЛЬНОСТЬ НА ОТДЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАЛА И СИБИРИ

В литературе наиболее слабо освещена зональность на тальковых месторождениях Урала, в связи с чем в статье им уделено большее внимание. В случае имеющихся в литературе описаний зональность рассматривается предельно кратко со ссылкой на источник.

В результате исследований автора установлена следующая наиболее общая и полная метасоматическая колонка на тальковых месторождениях Миасского района: алюмосиликатные вмещающие породы — те же породы с порфиробластами карбоната — альбитово-биотитовая зона — биотитовая зона — хлоритовая зона — тальково-хлоритовая зона — актино-

литовая зона — талькит — тальково-карбонатная порода — серпентиниты. На отдельных месторождениях Урала эта зональность развивается с определенными вариациями. Среди апогипербазитовых тальковых месторождений Урала автор выделяет (Романович, 1959_2) следующие группы:

1) приуроченные к контактам гипербазитов с другими интрузивными породами: а) расположенные на контакте с относительно крупными массивами гранитоидов — Джетыгаринское; б) связанные с дайками кислых, средних и других интрузивных пород в гипербазитах — Чашковское;

2) приуроченные к контактам гипербазитов с вмещающими сланцами, богатыми SiO_2: а) существенно талькитовые — Абдул-Касимовское, Краснополянское; б) существенно тальково-карбонатные — Ильменское.

Джетыгаринское месторождение приурочено к контакту гипербазитового асбестоносного массива с интрузивом плагиогранит-порфиров. Гипербазиты и продукты их метаморфизма имеют пологий лежачий контакт с гранитоидами. Плагиограниты состоят примерно на 55% из олигоклаза, 20% кварца, небольших количеств серицита, биотита, а также чешуек хлорита, зерен эпидота и карбоната, единичных кристаллов апатита. Размеры зерен плагиоклаза — от десятых долей до 1,5 *мм*; кварца — 0,05—0,20 *мм*; карбоната — от долей до 3,0 *мм*.

На расстоянии нескольких десятков метров от контакта с гипербазитами гранитоиды интенсивно изменяются: полевой шпат замещается серицитом и частично карбонатом, биотит — хлоритом, т. е. возникает зона серицитизированных и карбонатизированных гранитоидов.

Следующая карбонатно-хлоритовая зона не имеет повсеместного развития и хорошо проявлена там, где в связи с местными усложнениями контакта гранитоиды подстилаются гипербазитами. Хлорит слагает до 60% породы, карбонат до 40%; в виде единичных зерен наблюдаются кварц и пирит. Размеры кристаллов — от сотых до десятых долей миллиметра. Мощность зоны обычно измеряется метрами.

Зона талькитов имеет мощность от десятков до нескольких сотен метров. Талькит представлен стеатитом и слагается листочками талька длиной в среднем 0,01—0,04 *мм*. В незначительном количестве в породе наблюдаются магнетит, антигорит, гидроокислы железа.

Зона тальково-карбонатных и тальково-карбонатно-антигоритовых пород составляет десятки метров. Порода на 40—60% состоит из талька; размер его чешуек 0,02—0,04 *мм*. Карбонат образует идиобластичные зерна диаметром 0,06—0,08 *мм*. В небольшом количестве наблюдаются хлорит, в виде единичных зерен — кварц.

Зона серпентинитов представлена хризотиловыми и антигоритово-хризотиловыми разностями. В виде единичных зерен в серпентинитах наблюдается хромшпинель, а также реликты оливина и пироксена. Результаты химических анализов пород различных зон Джетыгаринского месторождения приведены в табл. 1. Как следует из таблицы, количество кремнезема в зоне серицитизированного и карбонатизированного гранитоида несколько снизилось по сравнению с исходным плагиогранитом, в связи с чем можно сделать вывод о небольшом выносе кремнезема из этой зоны. Резко уменьшается содержание SiO_2 в карбонатно-хлоритовой зоне. Наоборот, в апогипербазитовой тальковой зоне количество кремнезема резко возрастает по сравнению с исходным серпентинитом. Содержание MgO возрастает по мере прослеживания зон от центральных частей гранитоидного интрузива к его периферии; к тальковой зоне оно уменьшается по сравнению с серпентинитовой (в неотальккованных серпенти-

Таблица 1

Химический состав пород метасоматических зон Джетыгаринского месторождения (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	67,80	64,04	37,18	56,90	34,74
Al_2O_3	15,61	14,81	13,60	1,72	1,76
Fe_2O_3	0,88	1,12	0,55	3,67	2,03
FeO	3,39	2,88	8,99	2,14	3,96
TiO_2	0,35	0,24	0,15	0,03	0,04
MnO	0,05	0,11	0,22	0,05	0,08
Cr_2O_3	Не обн.	Не опр.	0,17	0,09	0,08
NiO	Не обн.	Не опр.	0,38	0,40	0,40
P_2O_5	0,18	0,31	0,02	Следы	0,01
MgO	1,71	5,33	21,02	29,31	35,81
CaO	3,91	2,14	3,97	0,12	0,20
Na_2O	3,70	3,35	0,07	0,12	0,04
K_2O	1,10	2,01	0,03	0,04	0,04
H_2O^+	0,12	0,48	0,12	1,16	0,56
Потери при прокаливании	1,60	3,17	13,56	4,56	20,64
Сумма	100,41	100,04	100,03	100,31	100,39

1 — плагиогранит; 2 — плагиогранит, серицитизированный и карбонатизированный; 3 — карбонатно-хлоритовая порода; 4 — стеатит; 5 — антигорит-тальково-карбонатная порода. Анализы 1, 3, 4 и 5 выполнены В. А. Кленовой, Н. И. Кутилиной, С. Б. Пестель; анализ 2 — Е. В. Фураевой.

нитах содержание MgO составляет около 38%). Таким образом, наблюдается обратная зависимость в распределении SiO_2 и MgO по зонам. Относительно стабильно содержание глинозема. Оно весьма слабо уменьшается к внешним измененным частям гранитоидного интрузива: с 15,61% в зоне плагиогранитов до 13,60% в карбонатно-хлоритовой зоне. В апогипербазитовых породах содержание Al_2O_3 составляет всего около 1,7%. TiO_2 имеет те же особенности в распределении, что и Al_2O_3: содержание TiO_2 уменьшается с 0,35 до 0,15% от центральных слабо измененных плагиогранитов до сильно измененных периферических частей интрузива и составляет всего 0,03—0,04% в апогипербазитовых породах.

Чашковское месторождение талька представлено более чем двадцатью мелкими жилообразными телами, залегающими среди серпентинитов. Гипербазитовый массив вмещают углисто-серицитово-кварцевые сланцы палеозоя. Серпентиниты прорваны в основном крутопадающими дайками гранит-аплитов, на контакте с которыми развивается серия метасоматических зон, одной из которых и является тальковая.

Дайки гранит-аплитов имеют небольшую мощность от долей метра до нескольких метров. Обычно они интенсивно изменены гидротермальными процессами и нередко нацело превращены в плагиоклазиты. Основность плагиоклаза в последних возрастает к периферии даек: в центре плагиоклаз представлен альбитом, в призальбандовых частях — олигоклазом. Плагиоклаз слагает от 60 до 95% объема породы; в существенном количестве местами наблюдается кварц; ближе к периферии заметную роль (до 10%) в составе начинают играть актинолит, биотит и эпидот.

Количество эпидота иногда повышается до 10—15%, а как исключение и до 70%. В виде единичных кристаллов в породе наблюдаются карбонат, хлорит, сфен; в весьма малых количествах отмечаются апатит и циркон. Размеры кристаллов обычно составляют десятые доли, реже достигают нескольких миллиметров.

К плагиоклазитовой примыкает вермикулитовая зона. Мощность ее колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 *м*, реже более 1 *м*. Вермикулитовая зона в основном слагается слюдой, неравномерно окрашенной в коричневато-бурые цвета. Местами листочки слюды смяты. Длина кристаллов 0,2—0,6 *мм*. В небольшом количестве в породе наблюдается хлорит (местами до 10%), актинолит, кварц, тальк (до 10%), рудный минерал, гидроокислы железа.

Далее наблюдается хлоритовая зона. Мощность ее от нескольких сантиметров до нескольких метров. Зона слагается серо-зелеными листочками хлорита длиной от десятых долей до нескольких миллиметров. Хлорит имеет прямое угасание и серо-зеленые цвета интерференции. Местами отчетливо наблюдается уменьшение листочков хлорита по мере приближения к внешней стороне зоны, граничащей с актинолитовой породой. В небольшом количестве в зоне встречаются вермикулит, актинолит; в виде единичных зерен — магнетит, апатит, рутил. Текстура породы местами массивная, местами сланцеватая. Иногда наблюдаются переходные хлоритово-вермикулитовые породы.

Актинолитовая зона наименее выдержана по мощности: нередко она отсутствует, а местами достигает 0,5—1,0 *м*. Сложена травяно-зеленым актинолитом; длина листочков последнего от 0,5—0,6 *мм* до нескольких сантиметров. В небольших количествах в породе наблюдается хлорит (иногда до 15% породы), вермикулит (до 15%), тальк, в виде единичных зерен — апатит, рудный минерал, рутил.

Далее следует талькитовая зона. Средняя мощность ее 0,5 *м*. По устному сообщению Г. Н. Безрукова, лишь три залежи имеют промышленное значение. Зона слагается в основном листочками талька, размеры которых составляют 0,06—0,20, реже до 1,0—2,0 *мм*. В небольшом количестве наблюдаются кристаллы актинолита, особенно вблизи актинолитовой зоны, где их количество достигает 15—20%. Местами отмечаются листочки хлорита, вермикулита; единичные зерна брейнерита, выделения рудного минерала, гидроокислов железа, гематита.

Тальковая зона в направлении к контакту с гипербазитами сменяется карбонатно-тальковой. Мощность последней от нескольких метров до нескольких десятков метров. Зона состоит из талька и брейнерита с небольшим количеством хлорита, антигорита, единичными выделениями рудного минерала. Размер кристаллов в зоне 0,2—0,4, реже до 1—2 *мм*. Местами в зоне наблюдаются прожилки крупночешуйчатого «благородного» талька мощностью 5—9 *см*; количество карбоната в породе резко сокращается, увеличивается количество серпентина и порода переходит в антигоритово-тальковую.

К тальково-карбонатной зоне примыкает серпентинитовая, в которой породы отальkованы и карбонатизированы на контакте.

Результаты химических анализов образцов отдельных зон Чашковского месторождения приведены в табл. 2. Анализ распределения содержаний различных компонентов по зонам позволяет сделать выводы, близкие к полученным при рассмотрении состава зон Джетыгаринского месторождения. Это касается в первую очередь поведения SiO_2 и MgO. Уменьшение содержания SiO_2 от центральных зон даек к периферии и одновременное возрастание MgO проявляется здесь весьма отчетливо. Так, например, в зоне альбитита количество SiO_2 составляет 62,61%, а MgO всего 1,21%,

в зоне же хлоритов они, соответственно, равны 27,32 и 29,40%. Содержание Al_2O_3 слабо изменяется по сравнению с исходными породами: в апогранитоидных зонах составляет около 20—25% и 2,6—2,8% в апогипербазитовых.

Таблица 2

Химический состав пород метасоматических зон Чашковского месторождения (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	62,61	39,64	36,28	27,32	49,20	57,40	35,60	52,34	38,46
Al_2O_3	19,78	25,06	19,25	21,80	2,60	2,77	0,40	2,72	0,42
Fe_2O_3	1,50	7,57	6,00	1,54	8,85	3,80	4,68	0,96	3,68
FeO	0,87	Следы	1,15	6,60	4,02	2,72	4,05	3,08	3,91
TiO_2	0,36	1,35	0,48	0,22	Необн.	Следы	Необн.	Необн.	Не обн.
MnO	0,02	0,13	0,08	0,16	0,17	0,07	0,09	0,10	0,11
Cr_2O_3	Следы	Необн.	Следы	Необн.	Неопр.	Неопр.	0,35	Неопр.	0,45
NiO	Необн.	« «	0,30	Неопр.	« «	« «	0,11	« «	0,10
P_2O_5	0,35	0,22	0,32	Необн.	Неопр.	Неопр.	Необн.	Необн.	0,14
MgO	1,21	5,75	15,14	29,40	23,14	28,44	33,76	33,45	38,36
CaO	2,64	14,56	5,85	0,60	10,35	0,30	0,06	Следы	0,09
Na_2O	8,48	1,20	0,84	Необн.	Необн.	Необн.	0,05	Необн.	0,05
K_2O	0,94	2,50	0,22	« «	« «	» »	0,05	« «	0,05
H_2O^+	Необн.	0,12	6,52	0,72	0,42	« «	0,12	0,44	0,12
Потери при прокаливании	1,66	2,04	8,10	11,64	1,63	4,90	20,64	7,24	14,38
Сумма	100,42	100,14	100,53	100,00	100,38	100,40	99,96*	100,33	100,32**

1 — альбитит; 2 — альбит-биотитово-цоизитовая порода; 3 — вермикулитовая порода; 4 — хлоритит; 5 — актинолитовая порода; 6 — талькит; 7 — тальково-карбонатная порода; 8 — антигоритово-тальковая порода; 9 — серпентинит. Анализы 1, 2 и 3 выполнены Н. И. Кутилиной, С. Б. Пестель и В. А. Кленовой; анализы 4, 5, 6 и 8 — Е. В. Фураевой, А. Г. Самосудовой, Н. К. Вознесенской и О. И. Зеленской; анализы 7 и 9 — Е. Н. Герасимовой.

* Кроме того, SO_3—0,32%; ** Кроме того, SO_3—0,03%.

Абдул-Касимовское месторождение талька связано с серпентинизированными гипербазитами, залегающими среди хлоритово-серицитово-кварцевых сланцев палеозоя. Эти сланцы состоят на 65—85% из кварца, на 15—20% из серицита, хлорита и биотита; в небольшом количестве наблюдается рудный минерал, гидроокислы железа; в виде единичных зерен — апатит, сфен и гранат. Размеры кристаллов 0,06—0,50 *мм*.

За десятки метров от контакта с серпентинитами среди хлоритово-серицитово-кварцевых сланцев отмечается б и о т и т и з а ц и я, придающая коричневатый оттенок обычно зеленовато-серым сланцам. Биотит в образцах, взятых с поверхности, как правило, вермикулитизирован и имеет неравномерную коричнево-бурую окраску. Наряду с биотитом в породе начинает в возрастающем количестве появляться альбит. Местами появление альбита не сопровождается биотитизацией и порода имеет альбитово-серицитово-кварцевый состав.

В нескольких метрах от контакта с апогипербазитовыми тальковыми залежами наблюдается зона зеленых хлоритовых сланцев, а также хлоритово-вермикулитовых и хлоритово-серицитовых сланцев. В этих сланцах

местами наблюдается актинолит, единичные зерна титанита, граната, рудного минерала. Диаметр зерен 0,1—0,5 *мм*.

На контакте тальковой и хлоритовой зоны местами развивается актинолитовая зона, мощность которой достигает нескольких метров. Актинолит образует игольчатые кристаллы длиной от 0,1—0,2 до 1,0—1,5 *мм*. В небольшом количестве наблюдается хлорит, длина листочков которого 0,04—0,20 *мм*. Он имеет прямое угасание, зеленовато-серые цвета интерференции.

Талькитовая зона представляет промышленный интерес. Ее мощность, по устному сообщению Г. Н. Безрукова, колеблется от десятков сантиметров до 7—8 *м*. В результате разведочных работ установлено 12 тальковых залежей. Они слагаются в основном тальком, имеющим длину листочков 0,03—0,40 *мм*. В небольшом количестве (2—3%) отмечается хлорит, единичные выделения рудного минерала.

Зона оталькованных серпентинитов имеет тальково-антигоритовый состав. Количество антигорита 40—75%. Длина его кристаллов 0,2—0,7 *мм*. Длина листочков талька 0,06—0,11 *мм*, реже до 1,0 *мм*. В виде единичных зерен наблюдается карбонат; отчетливое развитие талька по антигориту.

Таблица 3

Химический состав пород метасоматических зон Абдул-Касимовского месторождения (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	56,44	39,60	52,64	58,28	49,88
Al_2O_3	16,02	26,35	2,15	0,84	1,64
Fe_2O_3	5,45	1,33	2,24	0,56	1,98
FeO	3,73	6,91	3,97	4,68	5,18
TiO_2	0,94	1,97	Не обн.	Нет	0,04
MnO	0,17	0,17	0,09	0,22	0,10
Cr_2O_3	Не опр.	0,02	0,10	Не опр.	0,27
NiO	» »	0,33	0,20	» »	0,52
P_2O_5	0,48	0,02	Не опр.	Следы	Следы
MgO	5,41	8,96	23,11	29,64	32,81
CaO	1,54	1,56	13,17	0,64	0,15
Na_2O	Следы	0,17	Не обн.	Нет	0,04
K_2O	3,52	6,32	» »	Нет	0,02
H_2O^+	1,76	0,20	1,15	Нет	0,12
Потери при прокаливании	4,63	6,32	1,73	5,08	7,68
Сумма	100,09	100,26	100,55	99,94	100,43

1 — слюдисто-кварцевый сланец; 2 — хлоритово-вермикулитовый сланец; 3 — актинолитовая порода; 4 — тальковый сланец; 5 — тальково-антигоритовая порода. Анализы 1 и 4 выполнены Е. В. Фураевой, А. Г. Самосудовой, Н. К. Вознесенской и О. И. Зеленской; анализы 2 и 5 — Н. И. Кутилиной, С. Б. Пестель и В. А. Кленовой.

Результаты химических анализов образцов из различных зон Абдул-Касимовского месторождения приведены в табл. 3. Содержание SiO_3 по сравнению с исходным слюдисто-кварцевым сланцем в зоне хлоритово-вермикулитовых пород снижается до 39,6 %. В апогипербазитовых породах

максимальное количество SiO_2 отмечается в талькитe — 58,28%; в актинолитовой зоне оно также выше, чем в серпентинитах, и составляет 52,64%. Количество MgO возрастает от 5,41% в слюдисто-кварцевом сланце до 32,81% в оталькованном серпентините (тальково-антигоритовой породе). Привлекает внимание увеличение содержания Al_2O_3 и TiO_2 в зоне хлоритизации по сравнению с исходными породами. Так, например, Al_2O_3 в хлоритово-вермикулитовом сланце составляет 26,35%, а в исходной породе — всего 16,02; TiO_2, соответственно, 1,97 и 0,94%.

Краснополянское месторождение находится среди углисто-серицитово-кварцевых сланцев. Структура этих сланцев лепидогранобластическая мелкозернистая (размеры кристаллов в основном сотые доли миллиметра). Содержание серицита — от несущественных количеств до 35—40% породы; углистое вещество содержится в количестве до 10—12%. В небольшом количестве наблюдаются гидроокислы железа. Распределение серицита и углистого вещества в породе неравномерное; отдельные полосы, согласные со сланцеватостью, обогащены серицитом, другие — углистым веществом.

По направлению к главной тальковой залежи среди углисто-серицитово-кварцевых сланцев появляются биотит, альбит и единичные зерна карбоната. Окраска породы вначале сохраняется (темно-серая), и макроскопически эту зону слабого изменения пород можно установить или по наличию относительно крупных (миллиметры в диаметре) идиобластов карбоната, или пустот от этих зерен, имеющих ромбические сечения. Мощность зоны с идиобластами карбоната составляет от нескольких десятков до 100 *м*.

Далее следует зона более интенсивно биотитизированных и альбитизированных сланцев с заметным коричневым оттенком. Количество биотита в этих породах достигает 40—50%, альбита около 10%, кварца 40—45%. Биотит представлен зеленовато-коричневыми плеохроирующими листочками длиной 0,03—0,12 *мм*. Распределен он неравномерно, местами обогащает отдельные, вытянутые по сланцеватости зоны, или образует пересекающиеся маломощные прожилки. Альбит слагает линзовидные скопления, а также косо секущие сланцеватость прожилки, обычно более свободные от углистых веществ, чем кварцевая масса породы. Прожилки альбита секут агрегаты кварца с мелкими чешуйками биотита, но не рассекают относительно крупные листочки биотита. Диаметр зерен альбита 0,05—0,12 *мм*. Местами в породе наблюдаются вытянутые по сланцеватости участки, обогащенные листочками ярко-зеленого фуксита, хлорита и карбоната. Диаметр листочков до нескольких миллиметров. Участки эти обычно тяготеют к следующей, более внутренней зоне. Мощность зоны альбитово-биотитово-кварцевых сланцев 10—35 *м*.

Ближе к контакту с залежью талькитов располагается зона альбитово-биотитовых сланцев. Это коричневые породы, состоящие почти на 50% из альбита. Длина листочков биотита 0,02—0,30 *мм*. Альбит представлен как мелкими зернами (диаметром 0,01—0,03 *мм*), составляющими около 35% объема общего количества альбита, так и более крупными (в среднем 0,30 *мм* в диаметре). В виде единичных зерен наблюдаются кварц и апатит. Мощность зоны 8—12 *см*.

Следующей является зона хлоритовых сланцев. Это серо-зеленые породы лепидобластической структуры. Они почти нацело слагаются бледно-зелеными листочками хлорита, имеющего прямое угасание и зелено-серые цвета интерференции; длина листочков 0,03—0,04 *мм*. В виде единичных кристаллов отмечаются сфен, циркон, апатит. Мощность зоны 50—80 *см*.

Актинолитовые породы в зоне контакта главной залежи месторождения развития не получили, но наблюдаются примерно в 1 *км* от нее, в районе залежи МГРИ, которая автором специально не исследовалась. По внешнему виду актинолитовые породы, обычные для тальковых месторождений — относительно крупноигольчатые травяно-зеленые, сходные с абдулкасимовскими. Мощность зоны актинолитовых пород на залежи МГРИ составляет несколько метров.

За зоной хлоритовых пород на главной залежи следует хлоритово-тальковая. Эта зона на месторождении выражена неясно и местами отсутствует. Представлена она светлыми зеленовато-серыми сланцами хлоритово-талькового и хлоритово-кварцево-талькового состава. Основная масса породы слагается тальком; хлорит составляет 5—12% породы; кварц — от единичных зерен до 15%; биотит — от единичных листочков до 3—4%; в виде единичных кристаллов наблюдаются идиобласты карбоната, иголочки рутила. Диаметр кристаллов в основном 0,03—0,20 *мм*, реже наблюдаются отдельные более крупные листочки биотита длиной до 0,6 *мм* и зерна карбоната до 1 *мм* и более. Хлорит образует линзовидные и неправильной формы скопления бледно-зеленых листочков. Боковые ограничения линз имеют четкие контакты с вмещающей их тальковой массой, причем иногда эта масса как бы срезает листочки хлорита.

Таблица 4

Химический состав пород метасоматических зон Краснополянского месторождения (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	76,30	55,72	28,00	54,04	39,52
Al_2O_3	10,49	18,26	21,07	3,68	3,06
Fe_2O_3	1,42	4,26	0,45	1,75	3,44
FeO	2,58	2,77	12,65	5,71	5,21
TiO_2	0,32	0,81	0,83	0,49	0,15
MnO	0,07	0,11	0,42	0,11	0,10
Cr_2O_3	Не обн.	0,01	0,10	0,18	0,20
NiO	» »	Не обн.	Следы	0,42	0,68
P_2O_5	0,12	0,12	0,09	0,14	0,21
MgO	1,76	5,61	25,28	28,60	29,09
CaO	0,24	0,44	0,34	0,10	3,05
Na_2O	4,40	6,72	0,05	0,07	0,10
K_2O	1,44	3,14	0,02	0,02	Следы
H_2O^+	0,12	0,10	0,16	0,08	0,12
Потери при прокаливании	0,64	1,88	10,56	4,92	15,36
Сумма	99,90	99,95	100,02	100,28	100,29

1 — альбитово-биотитово-кварцевый сланец, углистый; 2 — альбитово-биотитовый сланец; 3 — хлоритовый сланец; 4 — тальковый сланец; 5 — карбонатно-тальковая порода. Анализы выполнены В. А. Кленовой, Н. И. Кутилиной, С. Б. Пестель.

Кварц или образует небольшие скопления, или рассеян в виде единичных ксенобластичных зерен. Местами в зернах кварца отмечаются включения апатита. Биотит обычно ассоциирует с кварцем. Мощность зоны измеряется сантиметрами.

Талькитовая зона представлена светло-серыми сланцами. Наряду с тальком в породе наблюдается небольшое количество (3—6 %) хлорита, единичные зерна карбоната, иголочки рутила и редко, в периферической внешней части зоны, циркон. Длина листочков талька и хлорита 0,1—0,2 *мм*; диаметр зерен циркона 0,005 *мм*. Местами в породе наблюдается повышенное содержание рутила, до 1% объема породы. Мощность зоны талькитов 1—2 *м*.

Далее следует зона карбонатно-тальковых пород. Количество карбоната в этой зоне 10—20 %. Мощность зоны от нескольких метров до 6—12 *м*. Результаты химических анализов сбразцов отдельных зон Краснополянского месторождения приведены в табл. 4. Аналогичная зональность устанавливается и на Сашелюбинском месторождении, близкая — на Пугачевском и на отдельных залежах Старого Козьмо-Демьяновского месторождения.

Ильменское месторождение тальково-карбонатных пород представлено метаморфизованным гипербазитовым массивом, прорывающим силурийские углисто-серицитово-кварцевые сланцы. Сланцы имеют темно-серую окраску, сланцеватую и прожилковую текстуру и гранолепидобластовую структуру. Кварц составляет свыше 85—90% породы. Преобладающий диаметр зерен кварца 0,04—0,10 *мм*. Более крупные удлиненные зерна кварца (до 0,80 *мм*) слагают прожилки, мощностью 0,15—0,40 *мм*, ориентированные параллельно сланцеватости. Слюды составляют 6—7% объема породы и представлены серицитом и частично биотитом. Длина листочков слюд 0.015—0,120 *мм*. Участки, обогащенные углистым веществом, вытянуты согласно сланцеватости. С углистым веществом тесно ассоциирует рутил в виде мелких идиобластичных иголочек. Хлорит наблюдается в виде единичных бледных зеленовато-желтых листочков, апатит — в виде редких идиобластичных зерен.

По мере приближения к гипербазитовому массиву среди слюд начинает преобладать биотит и окраска породы приобретает коричневатый оттенок. По составу порода становится биотитово-кварцевой. При этом наблюдаются зерна кварца двух типов. Более крупные, с диаметром 0,1—0,4 *мм*, составляющие около 45% общего объема зерен кварца, имеют извилистые очертания и окружены более мелкими зернами, диаметром в среднем 0,02 *мм*. Углистых веществ становится меньше. В виде единичных идиобластичных зерен появляется карбонат, обычно выщелоченный на поверхности, в связи с чем в породе появляются пустотки, имеющие ромбические сечения. Биотит замещает серицит и образует прожилки в породе. Зона таких биотизированных пород составляет несколько десятков метров.

За 6—7 *м* от залежи тальково-карбонатных пород биотитово-кварцевая порода сменяется коричневато-серыми биотитово-альбитовыми сланцами. Альбита в породе 65—70%. Он образует изометричные зерна, почти без двойников; диаметр зерен — десятые доли миллиметра. Биотит составляет около 20% породы и встречается в виде листочков, плеохроирующих в коричневых тонах; длина листочков — десятые доли миллиметра. Рудный непрозрачный минерал и углистое вещество составляют около 10—12% породы. В виде единичных зерен наблюдается гранат, апатит, рутил и крайне редко турмалин.

Далее залегают амфиболиты темно-зеленого цвета, нематобластической структуры, сланцеватой текстуры. Амфиболиты сложены актинолитом. Длина кристаллов — от нескольких миллиметров до 2—5 *см*. Мощность амфиболитов — до нескольких метров. Внешне амфиболиты напоминают аналогичные породы копи № 13 Ильменского заповедника и, возможно, являются метаморфизованными породами неясного генезиса,

образующими линзовидную залежь среди углисто-серицитово-кварцевых сланцев, а не слагают определенную зону метасоматической колонки.

Талькитовая зона представлена светло-серыми листоватыми тальковыми сланцами. Длина листочков талька составляет несколько миллиметров. В породе наблюдается до 4—5% хлорита, представленного бесцветными листочками с зеленовато-серыми цветами интерференции, прямым угасанием. Длина листочков — десятые доли миллиметра. Агрегаты листочков хлорита вытянуты по сланцеватости породы. С хлоритом ассоциирует рудный непрозрачный минерал. В небольшом количестве наблюдается гидробиотит. Мощность зоны 1 *м*.

Залежь тальково-карбонатных пород имеет мощность около 80 *м*. Она представлена серебристо-серыми грубо рассланцованными породами с включениями линз хлоритовых сланцев, а также гранатово-эпидотовых и вермикулитовых пород. Тальк составляет 30—45% объема тальково-карбонатной породы. Длина его листочков 0,2—1,2 *мм*. Диаметр зерен карбоната (преимущественно представленного брейнеритом) 0,1—2,0 *мм*. В виде единичных зерен наблюдается магнетит, в виде единичных листочков — хлорит.

Далее располагается зона серпентиново-карбонатно-тальковых пород, рассланцованных, светло-серых. Тальк составляет 50—55% пород, карбонат 40—45%, серпентин 3—5%. Тальк представлен листочками длиной 0,2—1,0 *мм*, карбонат — ксенобластичными зернами диаметром 0,1—3,0 *мм*. Серпентин представлен антигоритом и хризотилом.

Таблица 5

Химический состав пород метасоматических зон образцов Ильменского месторождения (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	89,20	52,00	55,44	33,3	27,46
Al_2O_3	4,43	3,61	Не обн.	0,40	0,92
Fe_2O^3	1,01	4,80	3,10	4,52	5,41
FeO	1,21	7,24	3,90	2,18	1,29
TiO_2	0,24	Следы	Следы	Не обн.	0,01
MnO	0,015	0,09	0,03	0,08	0,10
Cr_2O_3	Не обн.	0,04	0,07	0,25	0,15
NiO	» »	0,07	0,21	0,07	0,32
P_2O_5	0,09	Не опр.	Не опр.	0,05	0,01
MgO	1,88	17,89	29,84	5,89	38,88
CaO	0,33	13,24	1,76	0,11	0,25
Na_2O	0,28	Не обн.	Не обн.	0,05	0,16
K_2O	0,92	» »	» »	0,06	0,03
H_2O^+	0,32	0,20	1,13	Не опр.	0,36
H_2O^-	Не опр.	0,16	0,20	0,03	Не опр.
Потери при прокаливании	0,64	1,52	4,43	3,28	25,20
Сумма	100,56	100,86	100,11	100,38*	100,55

1 — углисто-слюдисто-кварцевый сланец; 2 — актинолитовая порода; 3 — талькит; 4 — тальково-карбонатная порода; 5 — серпентиново-карбонатно-тальковый сланец. Анализы 1 и 5 выполнены В. А. Кленовой, Н. И. Кутилиной и С. Б. Пестель; 2 и 3 — Е. В. Фураевой, А. Г. Самосудовой, Н. К. Вознесенской и О. И. Зеленской.

* Кроме того, SO_3—0,04%.

Более распространен хризотил. Он образует прожилки в массе карбоната, возможно, унаследованные от исходного серпентинита. И хризотил, и единичные листочки антигорита интенсивно замещаются тальком. Результаты химических анализов образцов из отдельных зон Ильменского месторождения приведены в табл. 5.

Онотское апомагнезитовое тальковое месторождение детально изучено К. М. Наделяевым (Наделяев и др., 1958). Схему зональности К. М. Наделяева, состоящую из зон: амфиболовой (роговообманковых сланцев и амфиболитов), хлоритово-антигоритовой, тальковой и магнезитовой, следует расширить, включив в нее зону отальковапных магнезитов, расположенную между талькитами и магнезитами. Мощность этой зоны измерятся десятками, а иногда и сотнями метров. Результаты химических анализов образцов различных зон Онотского месторождения приведены в табл. 6. В антигоритово-хлоритовом сланце этого месторождения, так же

Таблица 6

Химический состав пород метасоматических зон Онотского месторождения (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	50,86	34,48	59,77	9,14	4,62
Al_2O_3	12,25	22,45	1,85	0,67	0,31
Fe_2O_3	15,46	3,65	0,28	0,18	0,39
FeO	—	—	1,02	1,43	0,64
TiO_2	1,67	3,12	0,20	Следы	—
MnO	0,82	0,03	0,05	—	2,11
Cr_2O_3	—	—	0,009	—	—
NiO	—	—	Следы	—	—
SO_3	0,49	Следы	—	—	—
P_2O_5	—	0,05	—	—	—
MgO	6,03	21,66	33,92	43,75	43,64
CaO	7,92	0,52	0,43	0,28	0,10
K_2O+Na_2O	2,96	Следы	—	—	—
H_2O^+	0,34	0,60	—	—	—
Потери при прокаливании	2,20	13,44	7,15	—	45,89

1 — роговообманковый сланец; 2 — антигоритово-хлоритовый сланец; 3 — талькит; 4 — отальокванный магнезит; 5 — магнезит. Анализы 1 и 2 приведены по данным К. М. Наделяева, 3 — среднее из 12 анализов, по материалам В. И. Филимонова и Д. М. Корытовой, за исключением TiO_2 и потерь при прокаливании, взятых в среднем по 4 анализам из материалов К. М. Наделяева; 4 — по В. А. Басманову (1960); 5 — среднее из 4 анализов, по материалам В. И. Филимонова и Д. М. Корытовой

как и в зоне хлоритизации Абдул-Касимовского и ряда других месторождений, отмечается увеличение содержания Al_2O_3 и TiO_2 по сравнению с исходным роговообманковым сланцем: в антигоритово-хлоритовых сланцах содержание Al_2O_3 составляет 22,45%, в исходном сланце 12,25; TiO_2, соответственно 3,12 и 1,67%. Одновременно возрастает содержание MgO и уменьшается SiO_2.

Светлоключское месторождение достаточно подробно охарактеризовано в одной из работ автора (Романович, 1955). Результаты анализов образцов пород из различных зон этого месторождения приведены в табл. 7.

Для ряда тальковых месторождений Сибири, связанных с гипербазитами, описание зональности можно найти в работах Н. Д. Соболева (1940)

Таблица 7

Химический состав пород метасоматических зон Светлоключского месторождения (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	68,67	53,25	46,05	44,81	51,26	58,90	52,52	0,80	0,88
Al_2O_3	16,00	18,20	16,14	10,82	0,80	1,04	2,19	0,40	1,17
Fe_2O_3	1,04	3,96	2,35	1,99	0,16	0,49	0,60	0,32	0,25
FeO	2,37	4,95	8,36	8,32	0,23	0,43	0,22	Не обн.	Не обн.
TiO_2	0,50	1,92	3,31	3,43	0,01	Следы	0,23	»	»
MnO	0,06	0,13	0,13	0,22	0,07	0,032	0,016	0,006	0,011
P_2O_5	0,11	0,34	0,61	0,42	0,05	—	0,10	—	—
MgO	1,26	3,76	5,97	13,80	20,00	25,05	26,87	19,54	20,70
CaO	3,41	6,99	11,26	6,63	24,08	12,80	6,69	30,10	32,48
Na_2O	3,24	2,60	3,19	2,86	0,19	0,06	0,46	Следы	Следы
K_2O	2,90	0,97	0,15	0,64	0,14	0,48	0,44	»	»
H_2O	0,11	0,51	0,26	0,16	0,14	0,10	0,7	0,02	0,12
Потери при прокаливании . . .	0,65	2,85	1,19	5,94	3,62	0,73	10,43	41,16	44,94
Сумма	100,32	100,43	98,97	100,04	100,75	100,11	101,46	100,35	100,55
Количество анализов	8	6	8	3	2	2	6	1	3

1 — гранодиориты; 2 — диориты и кварцевые диориты; 3 — уралитизированные габбро-диориты; 4 — хлоритовые сланцы; 5 — диопсидовые породы; 6 — тремолитовые породы; 7 — тальковые сланцы; 8 — отальткованные доломиты; 9 — доломиты. Анализы выполнены В. А. Кленовой, Н. И. Кутилиной, С. Б. Пестель и В. М. Кобылиной.

и Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова (1955, 1958). Например, для месторождения горы Северной Г. В. Пинус приводит следующие зоны: 1) габбро, 2) хлоритизированное габбро, 3) хлоритовые породы, 4) талькит, 5) карбонатизированный и отальтованный серпентинит.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ

Происхождение зональности на контактах гипербазитов и богатых кремнеземом пород привлекало внимание многих исследователей. Возникновение зон на контактах даек кислых и средних изверженных пород с гипербазитами ряд геологов объясняют, вслед за Дютуа (Лодочников, $1936_{1,2}$), магматической десиликацией. Среди сторонников десиликационной гипотезы следует отметить А. Е. Ферсмана (1925, 1940), К. А. Власова (1938), В. С. Коптева-Дворникова и Е. А. Кузнецова (1931) и многих др.

Рассматривая происхождение зональности на тальковом месторождении г. Лиственой на Южном Урале, Б. Я. Меренков (1957) отмечает, что околоконтактовые образования здесь трудно рассматривать как биметасоматические. Согласно А. Е. Ферсману, они, скорее, должны быть отнесены к реакционным оторочкам по аналогии с образованиями на контакте пегматитовых жил с ультраосновными породами в Изумрудных копях.

Гипотеза магматической десиликации была подвергнута критике со стороны отдельных исследователей. Особенно глубокий критический анализ сделали Ларсен (Larsen, 1928), П. П. Пятницкий (1932) и В. Н. Лодочников ($1936_{1,2}$). Ларсен и В. Н. Лодочников приводят ряд возражений против

десиликационной гипотезы, в том числе отмечают следующее: а) в условиях десиликации плагиоклаз должен был перейти в нефелин или хотя бы в жадеит (в альбите 69% SiO_2 и 18,5% Al_2O_3, в нефелине 42% SiO_2 и 36% Al_2O_3), чего в действительности не наблюдается; б) кремнезема в тальковой зоне больше, чем в ближайшей к жиле вермикулитовой (35% SiO_2) или флогопитовой (43% SiO_2) зонах; в) оторочки в ряде случаев мощнее жилы; г) превращение ортоклаза в альбит в исходной кислой породе идет не с выделением SiO_2, а с поглощением, так как в первом 65% SiO_2, а во втором — 69%. В. Н. Лодочников также отмечал, что наличие зерен кварца в вермикулитовой зоне противоречит десиликационной точке зрения. При этом В. Н. Лодочников считал, что вермикулитовая зона образуется за счет серпентинита. Исходя из выдвигаемого им правила полярности, В. Н. Лодочников причислял альбититы и другие близкие к ним породы, а также их оторочки к гидротермальным образованиям гипербазитовой магмы. Наличие аналогичных оторочек на контактах гипербазитов с вмещающими породами рассматривалось В. Н. Лодочниковым как подтверждение его взглядов. Одним из существенных положений, позволяющих считать взгляды В. Н. Лодочникова несостоятельными, является его утверждение о происхождении всех оторочек за счет гипербазитов.

П. П. Пятницкий (1932) рассматривает образование оторочек как взаимодействие пневматолитической фазы пегматитов с вмещающими породами. Горячие газы проникали в трещины серпентинита и, реагируя с ним, образовали биотитовую породу. Затем «биотит может переходить в вермикулит, тальк или хлорит». Тальк может образоваться и непосредственно по серпентиниту при проникновении SiO_2 в более удаленные зоны, где взаимодействие происходит при более пониженной температуре. С позиций П. П. Пятницкого трудно объяснить закономерную смену зон, наблюдаемую на месторождениях.

Филлипс и Хесс (Phillips, Hess, 1936), так же как и Ларсен, считают, что оторочки возникли в связи с деятельностью гидротермальных растворов. Они видят аналогию в генезисе оторочек с образованием зон метаморфической дифференциации на контактах гипербазитов с породами, богатыми SiO_2. При этом хлоритовая и слюдяная зоны возникают, согласно Филлипсу и Хессу, за счет алюмосиликатной породы.

Д. С. Коржинский (1941) отмечает, что Филлипс и Хесс правы, рассматривая образование зон как результат метаморфической дифференциации. Он высказался за возникновение оторочек в условиях химически неравновесных пород. Критикуя точку зрения А. Е. Ферсмана, сближающего оторочки с мигматитами, Д. С. Коржинский считает, что в отличие от мигматитов для реакционно-метасоматических образований типичны моно- и биминеральный состав зон и резкая граница между ними. Эти признаки характерны для рассматриваемых тальковых месторождений.

Одним из важнейших вопросов образования оторочек является выяснение исходных пород, по которым развились те или иные зоны. Филлипс и Хесс, одними из первых правильно установившие состав исходных пород для разных зон, не привели достаточных доказательств, подтверждающих их взгляды. Д. С. Коржинский ($1955_{1,2}$) полагает, что «слюдяная зона образуется в основном на месте пегматита и только частично может замещать гипербазит», в связи с инертностью глинозема. В предыдущих работах автора (Романович, 1959_1), показано, что распределение циркония является одним из дополнительных критериев для выяснения генезиса зон. Наличие циркония в хлоритовых и слюдяных зонах в количествах, равных таковым в дайках кислых и средних пород, при отсутствии его в гипербазитах, на тальковых месторождениях Южного Урала, подтверждает происхождение этих зон за счет пород даек.

Подтверждением биметасоматического происхождения оторочек являются наблюдения Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова (1955), установивших, что хлоритовые оторочки, связанные с гипербазитами Тувы, как правило, наблюдаются не по всему контакту серпентинитов, а только на участках оталькования; хлоритовые породы при этом образовались за счет существенно полевошпатовых изверженных и осадочных пород.

На относительно бо́льших глубинах, чем те, на которых формируются месторождения талька, а именно, на глубинах образования талькового камня, хлоритовая зона частично развивается за счет гипербазитов, что отчетливо наблюдалось автором на Шабровском месторождении талькового камня. Хлоритизация гипербазитов, постепенно затухающая по мере удаления от контакта с дайкой, наблюдается на участке № 1 Сысертского месторождения антофиллит-асбеста. Хлоритовые породы, возникшие за счет ультраосновных пород, как правило, не содержат циркония. Образование апогипербазитовых хлоритовых пород требует известной подвижности глинозема, что очевидно, осуществимо на значительных глубинах в рассматриваемой геологической обстановке. В связи с этим не будет лишним отметить, что привнос больших количеств глинозема в магнезиальные породы на магматической стадии развития скарнов в абиссальных условиях отмечается Л. И. Шабыниным (1960).

При замещении даек полевошпатовых пород слюдой, а также хлоритом освобождается значительное количество кремнезема, что можно видеть хотя бы из следующей реакции замещения альбита флогопитом: $6\,NaAlSi_3O_8 + 2\,H_2O + K_2O + 6\,MgO \rightarrow 2\,KMg_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}] + 3\,Na_2O + 12SiO_2 + 2\,Al_2O_3$. Магний поступает со стороны гипербазитового массива, а калий — из альбитизирующихся участков жилы, содержащих калиевые полевые шпаты, а также, вероятно, и из глубинного источника.

Хлоритовая зона возникла в основном за слюдяной при понижении температуры и изменении состава растворов (резкого снижения содержания калия). Хлоритизация происходила в более ограниченном объеме, чем ослюденение, в связи с чем часть слюдяной оторочки, удаленная от путей интенсивной циркуляции растворов, контактов исходной дайки и гипербазитов, сохранилась и представлена на месторожденях биотитовой, флогопитовой или вермикулитовой зонами. Ограниченное развитие хлоритизации по сравнению с ослюденением свидетельствует, вероятно, о затухании гидротермального процесса.

Зона актинолитовых пород возникла за счет гипербазитов, что подтверждается отсутствием в ней устанавливаемого спектральным анализом циркония или его слишком незначительным и весьма неравномерным содержанием (Романович, 1959_1), а также развитием актинолита в гипербазитах. Актинолитизация гипербазитов происходила в период относительно высокотемпературного метаморфизма, по всей вероятности, одновременно с биотитизацией алюмосиликатных пород. Д. С. Коржинский (1955_1) полагает, что в связи с бедностью гипербазитов Al_2O_3 и SiO_2 кальций может осаждаться только в контактово-реакционных зонах. В качестве результата такого осаждения можно рассматривать возникновение актинолитовой зоны.

В более низкотемпературную стадию, в условиях снижающейся щелочности, актинолитовая зона частично замещается талькитовой. Замещение происходит со стороны, пограничной с серпентинитами. Это можно объяснить, во-первых, снижением содержания кальция в поровых растворах и понижением температуры по мере удаления от исходного контакта даек, а, во-вторых, возможно, и частично тем, что начавшийся в эту стадию относительно интенсивный процесс развития талька за счет серпен-

тинитов способствовал также и оталькованию актинолитовой породы, непосредственно примыкающей к участкам стеатитизации.

Оталькование серпентинитов осуществляется в основном благодаря привносу кремнезема, освобождающемуся при магнезиальном метасоматозе вмещающих богатых SiO_2 пород. Относительно малоподвижный кремнезем не проникает далеко в гипербазиты и полностью расходуется на образование талька в зоне контакта актинолитовой породы с серпентинитами. В то же время углекислота, содержание которой в контактовой зоне, очевидно, повышено, проникает значительно дальше и разлагает серпентин, образуя тальк и брейнерит — главные минералы зоны талькового камня.

Процессы, аналогичные охарактеризованным выше, протекают и на контактах гипербазитов с вмещающими осадочными или эффузивно-осадочными, нередко метаморфизованными породами. В первую стадию, при более высоких температурах, из гипербазитов выносится магний и частично железо, которые вызывают биотитизацию вмещающих пород, постепенно затухающую по мере удаления от контакта. Вероятно, одновременно за счет выноса кремнезема, освобождающегося при биотитизации, образуется на контакте апогипербазитовая актинолитовая зона. Интересно отметить, что эта зона не пользуется повсеместным распространением, а обычно наблюдается на участках изгибания поверхности контакта. Такие участки были, очевидно, наиболее трещиноваты и поэтому более доступны для потоков восходящих вод, осуществляющих необходимый для актинолитообразования прогрев породы. Кроме того, в такие более доступные зоны поступало большее количество необходимого для процесса кальция.

В более низкотемпературную стадию происходила хлоритизация биотитсодержащих пород на участках, прилегающих к контакту гипербазитов с вмещающими породами. Более удаленные от контакта биотитсодержащие породы хлоритизации избежали. Местами они подверглись лишь вермикулитизации. Вермикулитизация затем по мере вскрытия месторождения эрозией продолжалась в гипергенных условиях.

Оталькование гипербазитов началось, очевидно, еще в стадию биотитизации и продолжало развиваться одновременно с хлоритизацией. Как при биотитизации, так и при последующей хлоритизации выделялось достаточное для оталькования количество кремнезема. Процесс протекал инфильтрационно-биметасоматическим путем (Романович, 1960 $_2$). Вероятно, одновременно с оталькованием происходит в более удаленной от контакта зоне образование тальково-карбонатных пород. Эта зона обычно наиболее интенсивно развивается на достаточно больших глубинах; на умеренных глубинах большее развитие получает следующая зона — оталькованных и частично карбонатизированных гипербазитов. Процесс оталькования сопровождается выносом из гипербазитов не только магния и железа, но, как отмечает Бейн (Bain, 1942), и хрома. Выносом хрома можной объяснить развитие фуксита в биотитизированных углисто-серицитово-кварцевых сланцах Краснополянского месторождения. Оталькованию подвергаются не только гипербазиты, но и частично вмещающие осадочные породы, на что обращали внимание Филлипс и Хесс (Phillips, Hess, 1936). На Краснополянском месторождении такая разность тальковых сланцев, возникшая за счет алюмосиликатных пород, получила существенное развитие. Для этих талькитов характерно повышенное количество реликтовых линзочек хлорита, корродированные зерна кварца и наличие циркона. Вместе с тем в центральных частях тальковых залежей этого месторождения в талькитах и карбонатно-тальковых породах содержится около 0,2 % Cr_2O_3, что типично для апогипербазитовых пород и позволяет

предполагать наличие ультраосновных пород среди исходных пород месторождения, а не относить его к группе месторождений, целиком возникших за счет осадочных пород, как это полагают Б. Я. Меренков и Н. Ф. Константинов (1960).

Генезис зональности на контакте доломитов и гранитоидов достаточно подробно охарактеризован при описании Светлоключского месторождения талька (Романович, 1955), а на контакте магнезитов и амфиболовых пород приведен К. М. Наделяевым (Наделяев, Смолин, 1958) на примере Онотского месторождения. Следует отметить, что при образовании зональности на контактах магнезитов и пород, относительно богатых кремнеземом, наблюдается метаморфическая дифференциация, по характеру близкая к возникающей в условиях контактов гипербазитов с аналогичными породами. Метасоматическая зональность, постоянным членом которой являются талькиты, образующие промышленные залежи, вероятно, типична для процессов, протекающих на небольших и умеренных глубинах (Романович, 1960₁).

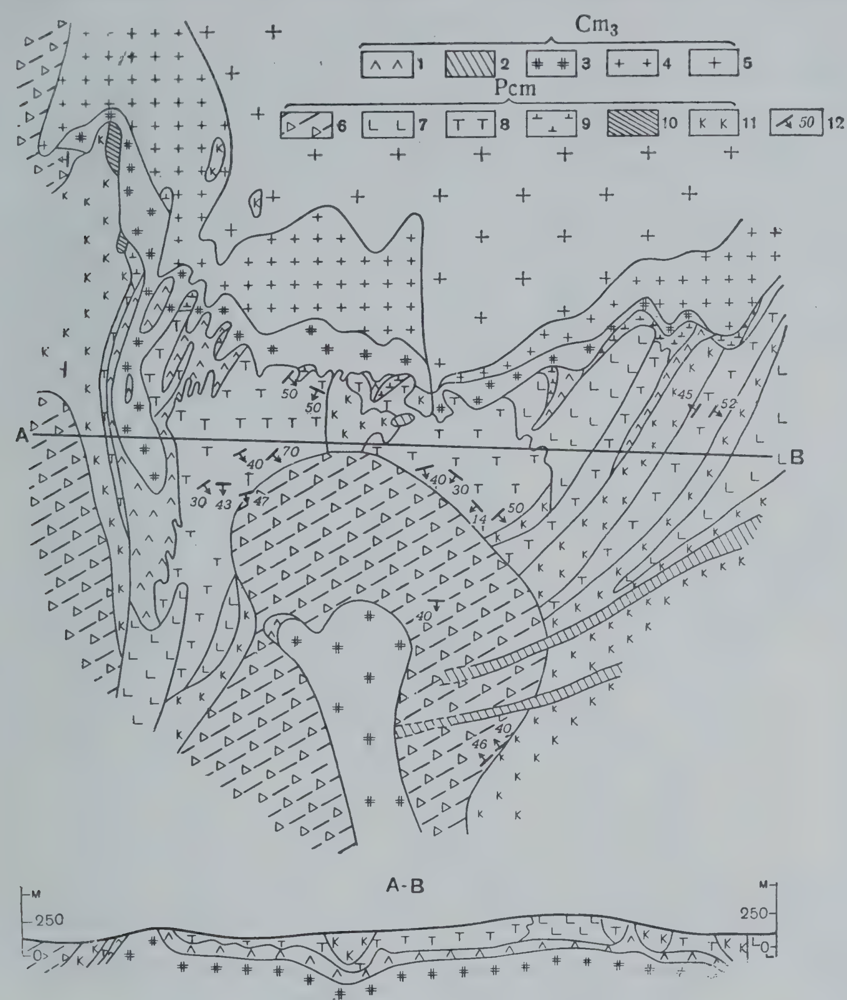
О МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНКАХ К КРУПНОМАСШТАБНЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ КАРТАМ

При геологическом картировании крупного масштаба, выполняемом при разведке и поисках некоторых эндогенных месторождений, большое значение имеет выяснение метасоматической зональности. Установление закономерностей в распространении различных зон имеет в отдельных случаях не меньшее значение, чем стратиграфическое подразделение толщ при исследовании осадочных пород.

Д. С. Коржинский впервые предложил термин «метасоматическая колонка». Такими колонками Д. С. Коржинский и его ученики и последователи широко пользуются как при выполнении научных исследований на отдельных месторождениях, так и в сводных работах. Мощность метасоматических зон в ряде случаев вполне позволяет производить их картирование. В. Ф. Чернышев и В. А. Жариков (1955) отмечают, что зональность для отдельных типов скарнов выявляется при съемках масштабов 1 : 5000 и 1 : 2000, реже эта зональность выявляется даже при съемках масштаба 1 : 25 000 и 1 : 50 000. К отдельным метасоматическим, например, некоторым скарновым, зонам избирательно приурочено оруденение; порой сами зоны представляют интерес как определенное полезное ископаемое. Так, залежи талькита, талькового камня, отдельные вермикулитовые и флогопитовые тела являются членами метасоматических колонок. Результаты поисковых работ на тальковое сырье в Чебаркульском районе на Южном Урале позволяют считать, что метасоматическая зональность на контактах гипербазитов и вмещающих их углисто-серицитово-кварцевых и хлоритово-серицитово-кварцевых сланцев выявляется при картировании в масштабе 1 : 10 000. Естественно, что при более крупномасштабной съемке она может быть исследована еще детальнее. Среди пород, вмещающих метаморфизованные гипербазиты, можно выделить зону хлоритовых и гидратированных биотитизированных (вермикулитовых) пород, особенно широко развитую на площадях, примыкающих к висячим бокам гипербазитов. В поле апогипербазитовых пород местами удается закартировать талькиты, тальково-карбонатные породы и оталькованные серпентиниты. Естественно, что при более крупномасштабной съемке, выполняемой при разведке месторождений, зональность отражается более полно. Например, при картировании Абдул-Касимовского месторождения талька в масштабе 1 : 500 в комплексе вмещающих пород, подвергшихся магнезиальному метасоматозу, были выделены хлоритизированные и биотитизированные разности, а среди апогипербазитовых

образований — не только талькиты и тальково-карбонатные, но и актинолитовые породы.

На крупных месторождениях талька, связанных с доломитами, зональность отмечается на картах масштаба 1 : 25 000 (фиг. 1). Так, в экзоконтакте гранитоидов на Светлоключском месторождении прослеживается



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта месторождния Светлый Ключ, по И. Ф. Романовичу, 1953 г.

1 — хлоритовые сланцы (полевошпатово-кварцево-хлоритовые, актинолитово-хлоритовые, титанито-хлоритовые и др.); *2* — порфириты; *3* — уралитизированные породы (габбро-диориты, диориты и пироксениты); *4* — диориты и кварцевые диориты; *5* — гранодиориты и граниты; *6* — углисто-кварцевые роговики и серицитовые сланцы; *7* — кварциты; *8* — тальковые и карбонатно-тальковые сланцы; *9* — тремолитовые породы; *10* — диопсидовые породы; *11* — карбонатные породы; *12* — элементы залегания сланцеватости

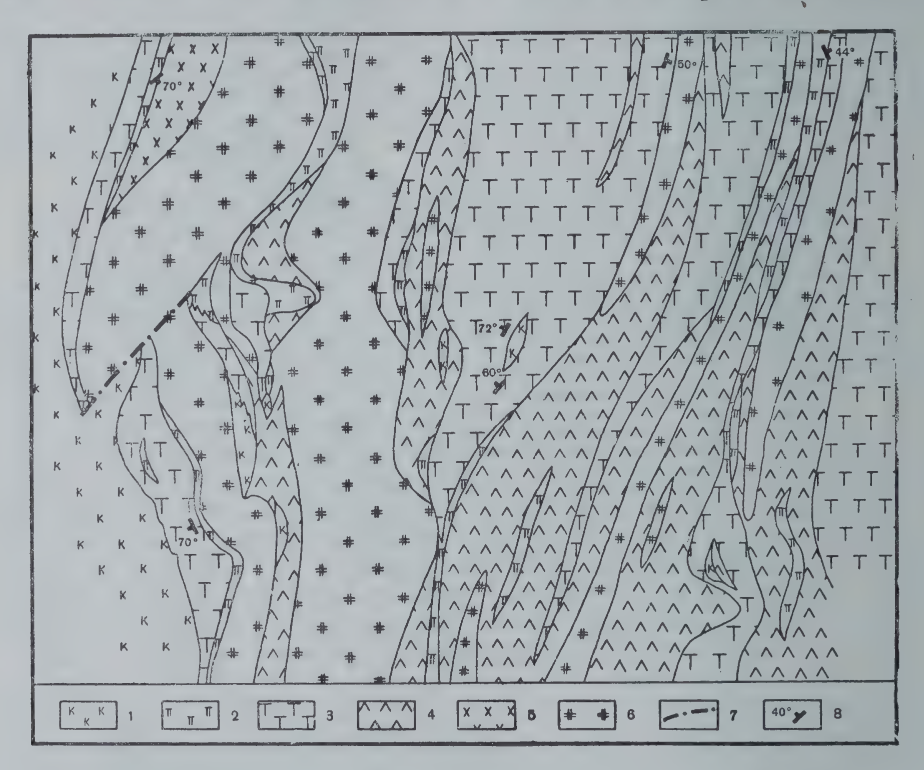
тремолитовая зона, расположенная между талькитовой и хлоритовой зонами. При более детальных исследованиях (масштаб 1 : 2000; фиг. 2) среди тальковых пород можно выделить зону осветленных белых талькитов и окрашенных углистым веществом — серых.

Вероятно, пришло то время, когда понятие о метасоматических колонках из научных исследований следует перенести в производственные

условия. Такие колонки должны войти в число обязательных графических приложений к отчетам по поискам и разведке полезных ископаемых, а также специальной крупномасштабной съемке по всем тем районам и отдельным участкам, на которых наблюдается метасоматическая зональность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зональность на тальковых месторождениях является одной из важнейших закономерностей, которые следует учитывать не только при проведении научно-исследовательских работ, но и при поисках и разведке. Как показано выше, зоны талькитов и тальково-карбонатных пород,



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта западного участка месторождения Светлый Ключ, по И. Ф. Романовичу, 1953 г.

1 — карбонатные породы (доломиты, слабо отальκованные, реже известняки); *2* — белые тальковые сланцы; *3* — серые тальковые сланцы; *4* — хлоритовые сланцы; *5* — актинолитово-тальково-хлоритовые сланцы; *6* — уралитизированные габбро-диориты; *7* — дизъюнктивные нарушения; *8* — элементы залегания

являющиеся объектом разработки, занимают в метасоматических колонках вполне определенное положение. С зонами тремолитовых и актинолитовых пород нередко связаны проявления тремолит- и актинолит-асбеста. Заслуживает также внимания широкое развитие вермикулитовых пород на отдельных месторождениях, так как не исключена возможность их промышленного использования.

Зональность является проявлением закономерности размещения промышленных залежей в пределах месторождения или тальконосного поля. Характер зональности меняется в зависимости от вмещающих пород, глубинности формирования месторождений и удаленности от гра-

нитоидных интрузий. Наличие среди вмещающих пород прослоев карбонатных пород способствует интенсивному развитию зоны тальково-карбонатных пород на апогипербазитовых месторождениях, примером чему является Сыростанское месторождение талькового камня, в районе которого имеются известняки. Зона тальково-карбонатных пород широко развита и на апогипербазитовых месторождениях, образованных на относительно больших глубинах (Шабровское месторождение). На апогипербазитовых и апокарбонатных месторождениях, расположенных вблизи интрузий гранитоидов, нередко более широко развивается зона тремолитовых или актинолитовых пород.

Таким образом, намечаются некоторые закономерности в размещении различных типов зональности в зависимости от геологической позиции месторождений. Однако этот вопрос еще недостаточно разработан. Вместе с тем проблема происхождения тальковых месторождений начинает привлекать внимание все большего числа геологов и можно надеяться на успешное разрешение ряда вопросов, связанных с генезисом зональности и закономерностями размещения участвующих в ней полезных ископаемых.

Московский геологоразведочный институт
им. С. Орджоникидзе

Г. Н. Безруков

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАЛЬКИТОВ В МИАССКОМ ТАЛЬКОНОСНОМ РАЙОНЕ

ВВЕДЕНИЕ

Миасский тальконосный район занимает площадь свыше 1000 *км*², протягиваясь от оз. Тургояк на севере до верховий Урала на юге и от ст. Бишкиль на востоке до линии, соединяющей поселки Сыростан, Козьмо-Демьяновск, Кирябинское — на западе. На этой площади размещается свыше ста месторождений и отдельных талькопроявлений, наиболее крупные из которых показаны на схематической карте (см. фиг. 1).

Закономерности размещения тальковых месторождений, с точки зрения автора, определяются тремя факторами, характерными для всех месторождений района: 1) тектонической подготовкой — наличие трещин, разломов и т. д.; 2) существованием сочетаний магнезиальной и силикатной среды; 3) контактным или региональным метаморфизмом. Наряду с этими общими факторами существует целый ряд других конкретных условий локализации для отдельных месторождений или их групп и прежде всего литологический характер пород. В зависимости от литологического состава пород, участвующих в процессах талькообразования, в Миасском районе можно выделить три группы талькопроявлений: 1) апосерпентинитовые, 2) апокарбонатные (мергелисто-доломитовые), 3) апосланцевые.

К характерным особенностям Миасского тальконосного района следует отнести широкое развитие гипербазитов и кислых магматических образований, интенсивный метаморфизм, значительную трещиноватость и разнообразие пород по литологическому составу, по возрасту и т. д.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МИАССКОГО РАЙОНА

При рассмотрении геологического строения района довольно отчетливо выделяется относительно простая восточная часть и значительно более усложненная — западная. Условной границей между восточной и западной частями тальконосного района можно считать полосу серпентинитов, протягивающуюся от деревни Непряхино до г. Чебаркуль и далее к югу до деревни Половинка (Непряхинско-Чебаркульская серпентинитовая полоса).

Восточная часть района сложена различными по составу, преимущественно кварцево-слюдистыми и углисто-кварцевыми сланцами ордовикско-силурийского возраста, прорванными небольшим числом сравнительно мелких ультраосновных интрузий и более молодых гранитоидов поствизейского возраста. Талькиты приурочены, как правило, к приконтактовым частям ультраосновных интрузий (почти нацело серпентинизирован-

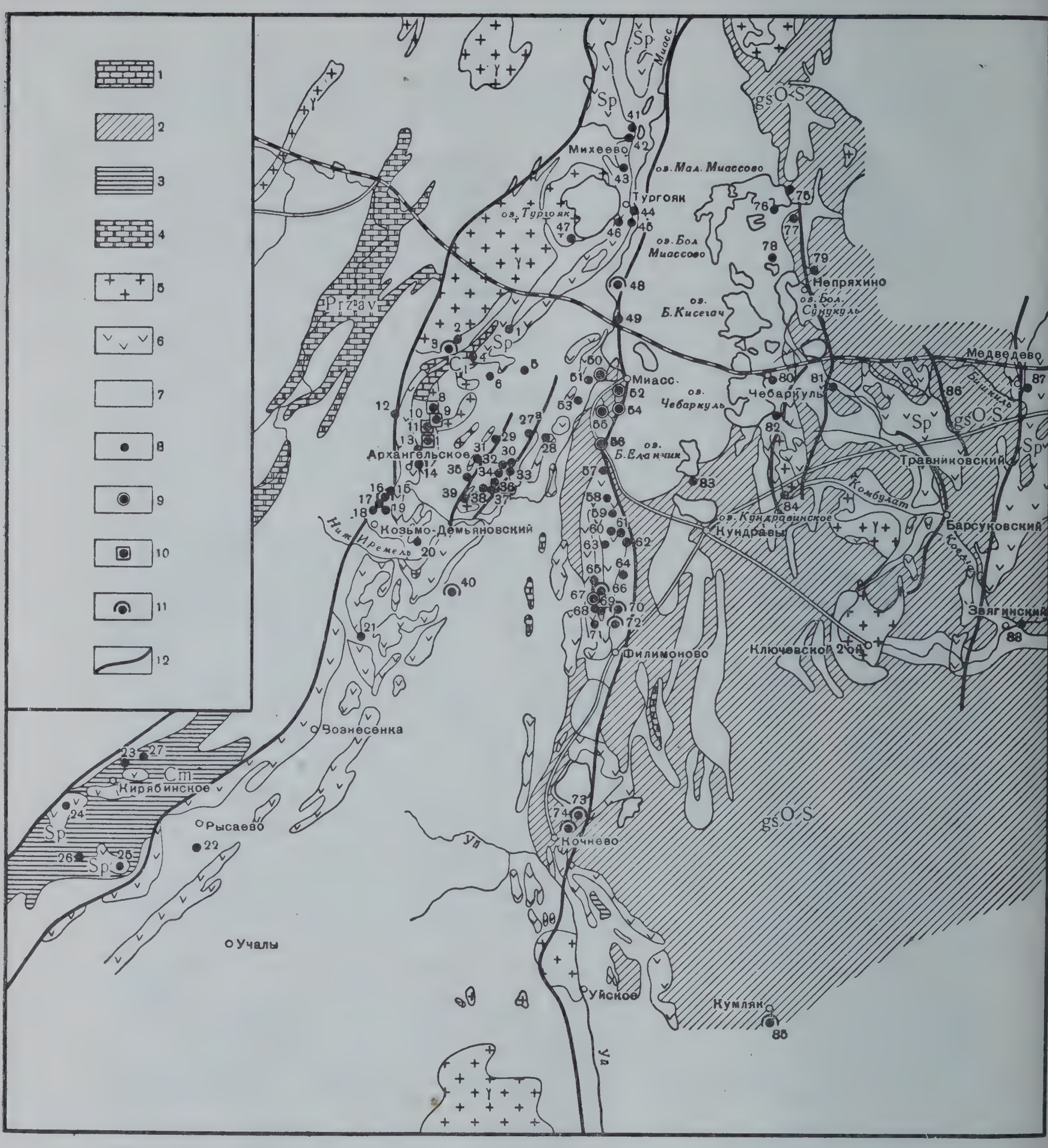
ных), и располагаются главным образом вблизи контакта последних со сланцами, реже — на контактах серпентинитовых массивов с гранитоидами.

На крайнем юго-западе Миасского талькoносного района наиболее древние породы (хлоритово-мусковитово-полевошпатовые и эпидотово-хлоритово-кварцевые сланцы) относятся к кирябинской свите кембрийского возраста. Более молодые образования западной части тальконосного района сложены палеозойскими вулканогенно-осадочными толщами. Силурийские отложения представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, альбитофирами, яшмами, кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами. Образования девонского возраста в основном слагаются диабазовыми порфиритами, диабазами, спилитами, андезитами, в меньшей степени — песчаниками, глинисто-песчанистыми отложениями, кремнистыми сланцами. Подчиненное значение имеют известняки и доломиты нижнекаменноугольного возраста, иногда мраморизованные. В районе широко развиты интрузии различного состава, от ультраосновного до щелочного и кислого. Ультраосновные и основные интрузии (перидотиты, пироксениты, реже габброиды, диориты и кварцевые диориты) нацело серпентинизированы и лишь в редких случаях отдельными участками в них сохраняются реликты первичных перидотитов или пироксенитов. Ультраосновные массивы имеют меньшие размеры, чем гранитоидные, но число их много больше и общая площадь гипербазитов в пределах зеленокаменного прогиба составляет около 70%. Формирование ультраосновного комплекса района происходило в несколько этапов: долудловский, доживетский, дофаменский и поствизейский (Фролова, Рудник, 1960).

На севере района относительно большую площадь занимает Ильменогорский массив, сложенный миаскитами и нефелиновыми сиенитами. Возраст его датируется весьма приближенно как среднепалеозойский, по-видимому, верхнедевонский — нижнекаменноугольный. На северо-западе района располагаются наиболее крупные массивы гранитоидов: Тургоякский и Сыростанский, а на юге района — меньший по размерам Атлянский массив. Поствизейский возраст кислых интрузий определяется наличием интрузивных контактов с известняками среднего визе (Фролова, Рудник, 1960).

В пределах описываемой территории Т. И. Фроловой и Г. Б. Рудником выделяются крупные тектонические структуры. Западная и восточная части района относятся к двум структурам первого порядка — зеленокаменному Магнитогорскому синклинорию и Восточно-Уральскому антиклинорию. Зеленокаменный прогиб ограничивается двумя региональными разломами, протягивающимися далеко за пределы района. Алтынташский разлом, отделяющий прогиб от Восточно-Уральского антиклоинория, в субмеридиональном направлении проходит вдоль долины р. Миасс у подножья Ильменских гор. Урало-Сакмарский разлом, отделяющий Магнитогорский синклинорий от Уралтауского антиклинория, в северной части района имеет север-северо-западное направление, а южнее отклоняется к западу. Эти два разлома в пределах зеленокаменного прогиба сопровождаются рядом оперяющих нарушений и несколькими крупными параллельными субмеридиональными дизъюнктивами.

Региональные тектонические нарушения контролируют размещение серпентинитовых массивов в районе. К Урало-Сакмарскому разлому приурочена западная полоса гипербазитов, прослеживающаяся далеко за пределами района и известная под названием Кимперсайского гипербазитового пояса. С Алтынташским разломом связана Миасско-Уйская серпентинитовая полоса. В районе оз. Тургояк эти две полосы сливаются и к северу продолжаются уже в виде единой сравнительно узкой серпенти-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта размещения тальковых месторождений и талькопроявлений в Миасском районе

1 — нижний карбон (известняки, доломиты, мергелистые доломиты); *2* — нижний палеозой (хлоритово-кварцево-серицитовые сланцы); *3* — кембрий, кирябинская свита (хлоритово-мусковитово-полевошпатовые и эпидотово-хлоритово-кварцевые сланцы); *4* — протерозой, авзянская свита (карбонатные породы); *5* — граниты; *6* — серпентиниты; *7* — районы развития формаций, не благоприятных для образования тальковых пород; *8—11* — тальковые месторождения: *8* — апосерпентинитовые, *9* — апосланцевые, *10* — апокарбонатные, *11* — неясного генезиса; *12* — линии основных тектонических разломов.

Тальковые месторождения и талькопроявления Миасского тальконосного района I. Западная полоса тальковых проявлений (*1—74*) А. Района Кемпирсайского серпентинитового пояса (*1—6*, *12—22*): *1* — Марков Лог, *2* — Валежная Гора, *3* — Харитоновское, *4* — Погудина Гора, *5* — Сыростанское, *6* — Атлянское, *12* — Белая Глина, *13* — Мурашкина Гора, *14* — Архангельское, *15* — Барсучий Перевал, *16* — Богдановы Горушки, *17* — Максимовы Горки, *18* — Козьмо-Демьяновское, *19* — Заячий Приют, *20* — Андрей-Ивановское, *21* — Поляковское (Рашкина Гора), *22* — Рысаевское. Б. Кирябинская группа серпентинитовых массивов (*23—27*): *23* — Кирябинское, *24* — Кунахтинское, *25* — Абдул-Касимовское, *26* — Абдул-Бакеевское, *27* — Пугачевское. В. Урал-Дачинская группа тальково-хлоритовых проявлений (*8—11*): *8* — Урал-дача, *9* — Дунаевское, *10* — Большая Поляна, *11* — Архангельское. Г. Района Узункурского серпентинитового пояса (*27—40*): *27а* — Медная Гора, *28* — Смородинка, *29* — Николаевское, *30* — Сибирский Лог, *31* — Первопавловское, *32* — Маломемовское, *33* — Восьмушка, *34* — Нахаловское, *35* — Ильинское, *36* — Корчагинский Лог, *37* — Каскын, *38* — ЧГРЭС, *39* — Маяк, *40* — у дер. Мулдакай. Д. Район Миасско-Уйского серпентинитового пояса (*47—74*). *41* — Лысая Гора, *42* — Михеев Лог, *43* — Песчаное Болото, *44* — Дубровка,

нитовой зоны. Внутри Магнитогорского синклинория к более мелким нарушениям системы Урало-Сакмарского разлома относятся меньшие по масштабам серпентинитовые проявления, расположенные в районе пос. Ленинск и имеющие субмеридиональное простирание. Эти массивы объединяются в Узункурский серпентинитовый пояс.

В восточной части тальконосного района, относящейся к Восточно-Уральскому антиклинорию, также известны две субмеридиональные полосы серпентинитов — Непряхинско-Чебаркульская и Медведевская, располагающиеся на крайнем востоке района, в зоне субмеридиональных разломов в нижнепалеозойской толще парасланцев.

Все известные тальковые месторождения развиты в зонах интенсивного развития серпентинитов и связаны с системами тектонических нарушений.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАЛЬКИТОВ

Тектонический фактор

Тектонической подготовке района, предшествовавшей процессам отальковaния, уделяли внимание многие исследователи, занимавшиеся вопросами талькообразования. Большую роль зонам разломов отводил В. В. Аршинов, который связывал талькообразование с тектоническими глубинными нарушениями. Б. П. Уральский (1936), М. А. Георгиевский, В. В. Аршинов (1952), Б. Я. Меренков (1958) отмечали существенную роль тектонических разломов при процессах талькообразования на Козьмо-Демьяновском месторождении. В. В. Аршинов и Б. П. Уральский (1936) считали, что скопления талька на Козьмо-Демьяновском месторождении приурочены к зонам рассланцованного и перемятого серпентинита. Для расположенного к югу от Миасского района Джетыгаринского месторождения В. П. Петровым и Л. А. Соколовой (1957) отмечалось также особенно широкое развитие талька в области примыкания разлома к массиву гранит-порфира.

Тектоническая подготовка района, выразившаяся в образовании разломов, трещин, плоскостей рассланцевания, определяет условия локализации месторождений талькитов. Это подтверждается размещением тальковых месторождений в зонах разломов, что отчетливо видно на прилагаемой карте (см. фиг. 1). Две наиболее крупные группы тальковых месторождений района непосредственно тяготеют к региональным разломам, ограничивающим Магнитогорский синклинорий.

Вдоль Алтынташского разлома прослеживается полоса тальковых месторождений, начинающаяся к северу от пос. Тургояк и протягивающаяся почти до широты с. Уйского. К зоне этого разлома можно отнести месторождения в районе пос. Тургояк, группу собственно Миасских месторождений, многочисленные месторождения района Красной Поляны, Кочнево и т. д.

Урало-Сакмарским разломом контролируется вторая полоса тальковых месторождений, начинающаяся у пос. Сыростан и протягивающаяся

45 — Чернышево, *46* — Мишин Лог, *47* — Пугачевка, *48* — Курочкино, *49* — Ильменское, *50* — у Татарского кладбища, *51* — Месторождение 2-го залива, *52* — Синяя Горка, *53* — Степановское, *54* — Поляков Лог, *55* — Бызгун *56* — Чернореченское, *57* — Шихан, *58* —Чашковское, *59* — Листвяное, *60* — Монакова Гора, *61* — Восточное Монаково, *62* — Фамбуловское, *63* — Жимгулка, *64* — Бикиляр, *65* — Новое, *66* — Карпова Заимка, *67* — Красная Поляна, *68* — Комариная Гора, *69* — Висячий Камень, *70* — Ново-Колоткинское, *71* — Ново-Буровское, *72* — Колоткинское, *73* — Кулахтинское, *74* — Кочневское. II. Центральная полоса тальковых проявлений (*75—85*). *75* — Куйсарино, *76* — Куйгустинское, *77* — Карасинское, *78* — Сункульское, *79* — Непряхинское, *80* — Чебаркульское, *81* — Шахматовское, *82* — Травяное, *83* — месторождение у оз. Большой Еланчик, *84* — Комбулатовское, *85* — Кумлякское.

III Восточная полоса тальковых проявлений (*86—88*): *86* — Запиваловское, *87* — Медведевское, *88* — Звягинское

на юг, по направлению к деревне Рысаево. В этой полосе локализуются Урал-Дачинская группа тальково-хлоритовых месторождений, Козьмо-Демьяновская группа тальковых месторождений, Сыростанское месторождение тальково-магнезитовых пород и пр.

Кирябинская группа тальковых месторождений, расположенная западнее Магнитогорского синклинория, приурочена, по всей вероятности, к более мелким разломам, оперяющим на востоке Урало-Сакмарский разлом, а на западе — разлом, отделяющий кембрийские и докембрийские образования. Абдул-Касимовское[1] (25) и Абдул-Бакеевское (26) месторождения Кирябинской группы относятся к зоне западного разлома, отделяющего зеленокаменный прогиб от расположенных западнее кембрийских образований. Остальные месторождения этой группы контролируются системой крайнего западного дизъюнктива, указанного на фиг. 1.

В центральной части синклинория, в районе пос. Ленинск, установлены две тектонические зоны, в которых локализуется группа Ленинских тальковых месторождений, однако здесь крупных тальковых проявлений нет.

К востоку от Магнитогорского зеленокаменного синклинория картируется два более мелких тектонических нарушения. Одно начинается в районе оз. Малое Миассово и проходит восточнее Чебаркуля. Второе начинается у Чебаркуля и протягивается примерно параллельно первому. С этими зонами связаны Непряхинско-Чебаркульские тальковые проявления.

Крайняя восточная группа месторождений тяготеет к району деревни Медведево, где также отмечается несколько зон разломов (см. фиг. 1), наиболее крупная из которых проходит восточнее Медведево к югу, примерно вдоль контакта серпентинитовых массивов и сланцевой толщи.

В том случае, если не было предварительной тектонической подготовки, а значит, и соответствующих каналов для циркуляций растворов, то даже в самых благоприятных условиях, которые считаются классическими для тальковых месторождений на Южном Урале, т. е. при взаимодействии кислых интрузий и серпентинитов, талькообразование происходит в очень ограниченных масштабах, в результате чего возникают лишь весьма незначительные зоны талькита или тальково-карбонатных пород. Так, например, западнее ст. Сыростан скважиной был вскрыт контакт между массивными антигоритовыми серпентинитами и среднезернистыми биотитовыми гранит-порфирами. Тальковая зона вдоль этого контакта имела мощность всего 0,3—1,0 *м*, а тальково-карбонатная зона 1,3—2,5 *м*. Аналогичные примеры наблюдались автором в районе с. Кумляк, восточнее с. Уйского, в районе Вандышевского гранитного интрузива и т. д.

Фактор среды

Большинством исследователей тальковых месторождений на Южном Урале подчеркивался апогипербазитовый характер талькопроявлений. На такой позиции стоял Б. П. Кротов (1915), который указывал на обязательную связь тальковых пород с серпентинитами и постепенное замещение последних тальком. В. В. Аршинов и Б. П. Уральский (1936) подчеркивали апогипербазитовый характер талькитов Козьмо-Демьяновского и Кирябинского месторождений, связывая процессы талькообразования с кремнекислыми и углекислыми растворами гранитных интрузий. Б. Я. Меренков (1958з) говорил об исключительной приуроченности талькитов к серпентинизированным перидотитам и серпентинитам, а тальковых месторождений — к контакту кислых пород с серпентинитами. И сейчас основным поисковым критерием для обнаружения талькитов служит

[1] Цифры за названиями месторождений обозначают их номера на карте фиг. 1.

выявление и прослеживание контактов кислых интрузивов с серпентинитами.

Однако в последние годы появились новые взгляды на генезис талькитов. М. А. Георгиевский и К. И. Постоев (устное сообщение) предполагают, что тальковые породы Краснополянского месторождения образовались частично за счет вмещающих серпентиниты углисто-хлоритово-серицитовых сланцев. Позже Б. Я. Меренков и Н. Ф. Константинов (1960) осторожно упомянули, что в образовании талькитов Красной Поляны, вероятно, принимали участие метасоматически легко замещаемые магнезиальные породы (возможно, доломиты).

Исследования автора показывают, что магнезиально-силикатная среда, необходимая для процесса талькообразования, может обусловливаться не только наличием серпентинитов и кислых интрузий, но и, видимо, взаимодействием иных пород, содержащих кремнезем и магнезию. В Миасском районе, так же как и в других тальконосных областях Союза, сочетания пород, участвующих в образовании месторождений талька, могут быть следующие: 1) серпентиниты и кислые интрузивные породы; 2) серпентиниты и кремнеземсодержащие сланцы; 3) кислые интрузивные и магнезиально-карбонатные породы; 4) магнезиально-карбонатные породы и кремнеземсодержащие сланцы. В Миасском районе наиболее широко развиты тальковые месторождения двух первых групп.

Метаморфизм как фактор образования талькитов

Многие геологи, изучавшие талькиты Южного Урала, основное внимание уделяли выяснению воздействия кислых интрузий на массивы гипербазитов, с которым связывалось талькообразование. Такой точки зрения придерживались В. В. Аршинов (1936, 1952), Б. П. Уральский (1952). Б. Я. Меренков (1958_3) считал, что формирование месторождений талькитов Миасского района обязано исключительно процессам воздействия эманаций кислых интрузивных пород на серпентиниты. Об интенсивном метаморфизме ультраосновных пород, обусловленном влиянием кислых интрузий, говорили Б. П. Кротов (1915), К. И. Постоев (1949) и многие дугие исследователи.

Меньшее распространение получили представления Н. В. Лодочникова (1933, $1936_{1,2}$) об автометаморфическом происхождении талькитов в связи с постмагматическими растворами самой ультраосновной магмы. Широкого признания эта теория среди уральских геологов не получила, однако некоторыми она все же принимается. В частности, К. И. Постоев (устное сообщение) предполагал, что подобным путем образовалось Кирябинское месторождение.

При анализе 78 наиболее крупных тальковых месторождений, известных в Миасском районе, оказалось, что кислые интрузивные тела, более молодые, чем материнские для талькитов породы, как на самих месторождениях, так и в их окрестностях, зафиксированы всего лишь в 20 случаях. Таким образом, отсутствие кислых образований на подавляющем большинстве тальковых месторождений отчетливо показывает невозможность объяснения происхождения всех талькитов исключительно путем контактного воздействия гранитоидов на магнезиальные породы серпентинитового или иного состава.

Большая часть рассматриваемых тальковых месторождений района (42 из 78) расположена на контакте кварцево-хлоритово-серицитовых, кварцево-хлоритовых, углисто-кварцевых и других сланцев с серпентинитами. Отсутствие кислых интрузий на целом ряде месторождений, приуроченность тальковых месторождений к контакту серпентинитов и сланцев и их размещение в зонах интенсивно метаморфизованных пород, протяги-

вающихся на десятки километров,— все это позволяет объснить процессы талькообразования региональным метаморфизмом. Месторождения такого генезиса встречаются чаще, чем месторождения, образованные при процессах контактного метаморфизма.

Исходя из рассмотренных факторов, необходимых для процесса талькообразования, можно выделить несколько групп тальковых пород в зависимости от конкретных условий их возникновения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТАЛЬКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В основу подразделения тальковых пород, а следовательно и тальковых месторождений положен характер среды, зависящий от литологического состава исходных пород, а также тип метаморфизма, приведший к талькообразованию.

На основании литологического состава пород, участвующих в процессе талькообразования, устанавливаются три основных типа тальковых пород и месторождений: апосерпентинитовые, апосланцевые и апокарбонатные.

Наиболее широко развиты в Миасском районе апосерпентинитовые тальковые породы. В этом типе выделяются два подтипа талькопроявлений. К первому подтипу относятся апосерпентинитовые тальковые породы, связанные с привносом кремнекислоты гидротермальными растворами кислых интрузий при процессах контактового метаморфизма. Второй подтип составляют также апосерпентинитовые талькиты, но располагающиеся в гипербазитах, приуроченных к сланцевой толще, без видимой связи с кислыми интрузиями. Талькообразование обусловлено, вероятно, гидротермально-метасоматическими процессами между серпентинитами и кремнеземсодержащими сланцами, осуществлявшимися, очевидно, при региональном метаморфизме. Образование тальковых пород шло главным образом за счет серпентинитов, но в очень небольших масштабах они возникали и за счет вмещающих кварцево-хлоритово-серицитовых сланцев, образуя маломощные оторочки тальковых либо, что чаще, тальково-хлоритовых пород.

Второй тип — апосланцевые тальковые породы — характеризуется образованием талькитов за счет сланцевой толщи. Образование их обусловлено, по всей вероятности, региональным метаморфизмом и связанными с ним процессами метасоматоза. Тальковые породы развиваются по сланцевой толще, сохраняя свойственную ей сланцеватость и плойчатость.

В третий тип — апокарбонатные тальковые породы — объединены тальковые и тальково-хлоритовые образования, возникшие за счет магнезиально-карбонатных пород, обогащенных терригенным материалом и тесно сочетающиеся с терригенно-силикатными осадочными образованиями. Процессы талькообразования объясняются региональным либо контактным метаморфизмом. Талькиты и тальково-хлоритовые породы образовались по карбонатным, глиноземисто-карбонатным и силикатно-терригенным толщам, причем разграничение исходных пород не всегда можно произвести.

Перечисленные типы и подтипы тальковых пород охватывают подавляющее большинство тальковых месторождений Миасского района. Совершенно особое место занимает обследованное автором в районе деревни Плотинка (к юго-западу от Миасса) талькопроявление в толще кристаллических доломитов протерозойского возраста на контакте с габбро-диабазами, имеющее лишь минералогический интерес. Талькиты здесь представлены чистыми крупночешуйчатыми разностями, содержащими мел-

кие включения доломита. Тальковые прожилки развиваются по трещинам в доломитовой толще. Развитие талькового агрегата по зернам доломита четко устанавливается при микроскопическом исследовании. Это тальковопроявление может служить показателем возможности образования на Урале месторождений талька, близких к классическим их типам, возникающим в магнезиально-карбонатных (доломитовых) породах. Возможно, что к подобному типу относится месторождение Погудина Гора (4), которое также располагается в зоне контакта карбонатных пород с габброидной интрузией.

Выделенные основные типы и подтипы тальковых пород, образующие скопления, имеющие промышленное значение в Миасском тальконосном районе, рассматриваются ниже несколько подробнее.

На схеме размещения тальковых месторождений Миасского района самостоятельными значками выделены апосерпентинитовые и апосланцевые месторождения и месторождения, связанные с мергелисто-доломитовыми породами. Кроме того, значком «месторождения неясного генезиса» выделены талькопроявления, расположенные среди туфов, различных зеленокаменных и других пород, для которых в настоящее время достоверно не установлены условия формирования.

Апогипербазитовые тальковые месторождения в зонах контакта с кислыми интрузиями (контактно-метаморфические)

Наиболее характерная черта месторождений этого подтипа — наличие серпентинизированных гипербазитовых образований, прорванных более молодыми кислыми интрузиями. Серпентиниты представлены хризотиловыми и антигоритовыми разностями, чаще последними; кислые интрузии — гранит-порфирами, реже кварцевыми диоритами, гранитами, гранито-гнейсами.

Тальк развивается по серпентину, подчас прекрасно сохраняя особенности его структуры. На месторождениях подобного типа довольно четко прослеживается зональность следующего рода: ближе к контакту с гранитоидным интрузивом локализуется хлоритовая, затем актинолитовая и тальковая зоны, отальткованные серпентиниты и неизмененные серпентиниты. Между зонами нет резких переходов и, как правило, в местах их соприкосновения образуются переходные породы: хлоритово-актинолитовые, тальково-хлоритовые и пр. Иногда зональность не имеет полного развития и чаще всего отсутствует актинолитовая зона. Исходя из того, что литологический состав пород на тальковых месторождениях идентичен или очень близок, напрашивается вывод, что возникновение актинолитовой зоны связано только с более высокотемпературными условиями метаморфизма. Изредка в талькитах этого типа встречаются эпидот, пирит, гранат. Форма залежей линзовидная или жильная.

В районе Урало-Сакмарского разлома зеленокаменного синклинория (Кемпирсайская полоса серпентинитов) к этому подтипу относятся Атлянское (6) месторождение, некоторые тальковые залежи Козьмо-Демьяновской группы (16—19), месторождение Барсучий Перевал (15) и др. В зоне Алтынташского разлома (Миасско-Уйская полоса серпентинитов) расположены месторождения Мишин Лог (46), Ильменское (49), Юрты, Чашковское (58), Висячий Камень (69), Новое (65) и ряд других. С Центральной (Непряхинско-Чебаркульской) полосой серпентинитов связаны месторождения Куйгустинское (76), Чебаркульское (80), у оз. Б. Еланчик (83).

Среди тальковых месторождений Медведевской группы (Восточная серпентинитовая полоса) не было отмечено гранитных интрузий в пределах

локализации тальковых залежей. В последние годы в южной части серпентинитовой полосы были выявлены отдельные гранитоидные массивы, но определенной связи с тальковыми телами установлено не было.

Примером месторождения данного подтипа может служить Чашковское (58). Это месторождение приурочено к узким массивам серпентинитов, залегающих вдоль контакта с кварцево-хлоритово-серицитовыми и углисто-кремнистыми сланцами и гранито-гнейсами, прорывающими сланцевую толщу. Серпентиниты секутся дайками гранит-аплитов. Из продуктов гидротермального изменения серпентинитов на месторождении развиты талькиты, тальково-карбонатные, тальково-хлоритовые породы, хлоритовые и вермикулитовые сланцы, а также амфиболовые породы. Талькиты представлены большим количеством жилообразных залежей север-северо-западного простирания. Длина их от 20 до 530 *м*, мощность от 0,25 до 7,0 *м*. Форма тальковых тел сложная, для них характерны многочисленные разветвления, апофизы, раздувы и пережимы. Залежи талькитов, преимущественно расположенные вдоль контактов между гранит-аплитами и серпентинитами, залегают либо непосредственно на контакте между ними, либо контактируют с породами, образовавшимися при метаморфизме серпентинитов.

В этот же подтип входит также одно из наиболее старых и хорошо известных в литературе Козьмо-Демьяновское месторождение (18), тальковая руда которого в свое время считалась одной из лучших в Миасском районе. В настоящее время в связи с тем, что наиболее мощные и легко доступные тальковые залежи большей частью выработаны, на месторождении перешли к подземной эксплуатации и добыча талькита сократилась.

Среди этого же подтипа тальковых месторождений находится и наиболее широко разрабатывающееся в настоящее время Ильменское (49) месторождение талькового камня. Качество получаемого здесь сырья низкое, но благоприятное положение позволяет производить добычу талькового камня в больших масштабах открытым способом.

Эти два месторождения дают примерно 75% всего сырья, перерабатываемого Миасской тальковой фабрикой.

В пределах этого подтипа развиты как субмономинеральные стеатитовые тальковые руды, представленные, например, рядом залежей упомянутого выше Козьмо-Демьяновского месторождения, так и тальковые руды смешанного состава—тальково-карбонатные или состоящие из смеси различных минералов. В некоторых случаях, например, на Ильменском месторождении, тальково-карбонатные породы приобретают главенствующее значение.

Апогипербазитовые тальковые месторождения без видимой связи с гранитоидами (регионально-метаморфические)

Залежи тальковых пород этого подтипа размещаются преимущественно в серпентинитах либо в зоне непосредственного контакта с метаморфизованными кремнеземсодержащими сланцами, либо, реже, непосредственно среди вмещающих сланцевых толщ и в этом случае подчас сохраняются лишь реликты первичной серпентинитовой структуры. Широко распространенные метаморфические сланцы на месторождениях этого типа имеют главным образом кварцево-хлоритово-серицитовый состав.

Талькит этого подтипа, так же как и предыдущего, развивается по серпентиниту. Вмещающие кварцево-хлоритово-серицитовые сланцы служат исходной породой для образования хлоритовой оторочки (Романович, 1960_4). В отдельных случаях было отмечено развитие талькита по вмещающим сланцам, но мощность его при этом крайне мала.

Типичная метаморфическая зональность представлена сочетанием апосерпентинитовых талькитов и апосланцевых хлоритовых пород. Помимо этих двух зон, нередко присутствуют также актинолитовая (тремолитовая) и тальково-хлоритовая зоны, почти везде — тальково-карбонатная, в отдельных случаях по сланцам возникает биотитовая зона (Абдул-Касимовское месторождение). Из характерных минералов для месторождений этой группы можно упомянуть асбест, сфен, фуксит, пирит. Форма залежей зачастую весьма сложная, имеются многочисленные ответвления, апофизы, раздувы, пережимы и т. д. В редких случаях тальковые залежи грубо пластообразны.

К этому подтипу месторождений в зоне Урало-Сакмарского разлома зеленокаменного синклинория (Кемпирсайская серпентинитовая полоса) относятся Сыростанское месторождение (5), Саше-Любинская залежь Козьмо-Демьяновской группы (18), месторождения Кирябинской группы, такие как Абдул-Касимовское (25), Абдул-Бакеевское (26), Кирябинское (23) и Кунахтинское (24). Среди месторождений, размещающихся в зонах разломов в районе пос. Ленинск (Узункурская серпентинитовая полоса), наиболее близким к этому типу является месторождение Сибирский Лог (30), где тальковые тела залегают среди хлоритовых и кварцево-хлоритовых сланцев.

К Алтынташскому разлому (Миасско-Уйская полоса серпентинитов) из месторождений этого подтипа следует отнести месторождения Пугачевку (47), Ново-Буровское (71), Карпову Заимку (66).

В Непряхинско-Чебаркульской группе тальковых месторождений этот подтип представлен месторождениями Карасинским (77), Куйсаринским (75), Шахматовским (81) и некоторыми другими.

Медведевская группа (87) тальковых месторождений, занимающая крайне восточное положение в районе, также характеризуется чертами, присущими этому подтипу тальковых проявлений. Здесь тальковые залежи (в количестве более 50) приурочены к массивам серпентинитов, залегающих среди метаморфизованной осадочной толщи.

Среди этого подтипа известны сравнительно крупные тальковые месторождения Абдул-Касимовское и Кирябинское, а также Карасинское и Куйсаринское месторождения, обладающие относительно крупными запасами сырья. В тридцатые годы почти мономинеральные талькиты Абдул-Касимовского месторождения по праву считались одними из лучших в Союзе и частично экспортировались за границу (Татаринов, Дворщан, 1935_4). Высоким качеством отличались и тальковые руды Кирябинского месторождения. Однако в настоящее время в связи со значительной удаленностью от потребителя эксплуатация этих месторождений прекращена.

В качестве примера месторождений этого подтипа может служить Абдул-Касимовское месторождение талькита (Безруков, 1961). Широким развитием как на самом месторождении, так и вокруг него пользуются кварцево-хлоритово-слюдистые, эпидотово-хлоритово-кварцевые и другие сланцы кембрийского возраста, которые прорываются нижнепалеозойскими интрузиями гипербазитов. Тальковые тела локализуются как среди серпентинитов, так и среди сланцевой толщи. Наиболее мощные тальковые залежи располагаются среди вмещающей сланцевой толщи, хотя исходной для талькитов породой был все же серпентинит, нацело замещенный тальком. В меньших масштабах талькиты образуются и по сланцам, сохраняя ту же сланцеватую структуру и плойчатость и образуя тальковые, а чаще тальково-хлоритовые оторочки в сланцах мощностью до 1—2 *см*. Талькиты слагают около двадцати залежей жилообразной формы. Простирание их восток-юго-восточное, иногда почти широтное. Длина

тальковых тел от нескольких десятков метров до 220 *м*, при мощности от 0,2 до 7—8 *м*.

Для Абдул-Касимовского месторождения характерна следующая зональность по направлению от контакта с вмещающими сланцами: маломощная биотитовая зона (присутствует не всегда), хлоритовая, актинолитовая (иногда тремолитовая), тальковая, тальково-карбонатная (присутствует редко) зоны, далее идут отальковáнные и неизмененные серпентиниты. Между этими зонами переходы постепенные, отдельные зоны иногда отсутствуют.

В случае размещения залежи талькита среди сланцевой толщи зональность, как правило, проявляется слабо. Постоянно прослеживается маломощная оторочка талькита, обогащенного хлоритом, иногда возникает оторочка тальково-хлоритовых сланцев небольшой мощности (2—4 *см*). В отдельных случаях отмечалось возникновение тальково-актинолитовых пород на контакте тальковых тел и вмещающих сланцев.

Так же как и на месторождениях предыдущего подтипа, тальковые руды регионально-метаморфических месторождений сложены как чистыми талькитами, так и полиминеральными породами — тальково-карбонатными камнями. Иногда (Сыростанское месторождение) последние представляют крупные промышленные объекты, тогда как в других случаях преимущественно развиты талькиты, в частности, довольно качественные руды известны в Кирябинской группе месторождений. Наконец, в месторождениях Медведевской группы широко развиты как существенно тальковые, так и тальково-карбонатные руды.

Апосланцевые тальковые месторождения (регионально-метаморфические)

Этот тип тальковых месторождений имеет в районе подчиненное значение. До недавнего времени считалось, что серпентиниты на подобных месторождениях были интенсивно и нацело переработаны. Однако отсутствие каких-либо реликтов серпентина как в самих талькитах, так и среди вмещающих пород, некоторые особенности структуры талькитов, заключающиеся в их четкой сланцеватости, наряду с реликтами структуры и реликтовыми зернами кварца, и несколько пониженное содержание кремнезема и магния позволяют предположить, что тальк здесь развивался не по серпентиниту, а по сланцевым породам. Имеют место также плавные переходы от сланцевой толщи кварцево-хлоритово-серицитового или кремнисто-углистого состава через оторочку хлоритовых сланцев к рассланцованному талькиту. Залегание талькитов всегда соответствует общему простиранию и рассланцеванию пород на участке месторождений. Как правило, талькит рассланцован, иногда весьма интенсивно. Форма залежей линзовидная, осложненная ответвлениями, раздувами и пережимами. На месторождении Поляков Лог тальковые залежи располагаются кулисообразно.

Для месторождений этого типа характерно значительное развитие хлоритовых и тальково-хлоритовых пород, которые окаймляют тальковые залежи. Мощность хлоритовых и тальково-хлоритовых оторочек, как правило, не очень велика (до 0,5—0,7 *м*). Иногда, в частности на месторождении Поляков Лог, возникают актинолитовая либо хлоритово-актинолитовая зоны на контакте между вмещающими сланцами и хлоритовой зоной.

Тальково-карбонатные породы развиты довольно широко, но не получили строго определенного места в общей зональности месторождений. Карбонат представлен брейнеритом, сильно выветрелым в поверхностной

зоне, и доломитом; последний особенно четко отмечается на Краснополянском месторождении. Иногда встречаются фуксит, биотит, реже апатит.

Месторождения этого типа располагаются исключительно вблизи Алтынташского разлома Магнитогорского синклинория. Примером таких месторождений могут служить упоминавшиеся уже Поляков Лог (54), Красная Поляна (67), Бызгун (55), Ново-Колоткинское (70) и др. Расположены они среди сильно метаморфизованных парасланцев. Месторождение Поляков Лог находится в 2—4 *км* к югу от Миасса, а Красная Поляна — примерно по тому же направлению, в 40 *км* к югу. Рассланцевание как тальковых, так и вмещающих пород месторождения Поляков Лог значительно сильнее, чем на Красной Поляне. Талькиты стеатитового типа встречаются крайне редко. Кроме упомянутых месторождений, сюда же следует отнести, по-видимому, месторождения, залегающие в хлоритовых сланцах, например, Чернышево (45). В некоторых случаях, как отмечалось Б. А. Боговским (устное сообщение), реликты хлоритовых пород четко выделяются среди тальковых руд.

Среди этого типа тальковых месторождений большой удельный вес имеет месторождение Красная Поляна, весьма интенсивно эксплуатирующееся открытым способом, но дающее низкосортное сырье. Месторождение Поляков Лог находится в выгодных экономических условиях, однако в связи со значительной сланцеватостью талькитов, которая не позволяет провести помол сырья до необходимых кондиционных требований, добыча на нем не проводится. Этот тип месторождений характеризуется более низким качеством сырья, чем упомянутые выше. Характерной особенностью тальковых пород является почти повсеместная то большая, то меньшая примесь брейнерита. Местами талькиты загрязнены брейнеритом весьма сильно и в поверхностных зонах, где брейнерит выщелачивается наиболее интенсивно, талькит приобретает бурую окраску. Второй особенностью является их сланцеватость, местами значительная. Рассланцевание резко снижает тонину помола и ухудшает технологию переработки сырья.

Апокарбонатные тальково-хлоритовые и тальковые месторождения, образованные в результате контактного и регионального метаморфизма

Третий тип месторождений, так же как и второй, выделяется на Южном Урале впервые. После открытия тальково-хлоритового месторождения Урал-Дача в 1956 г. были вскоре обнаружены еще три аналогичных месторождения. Все они тяготеют к Урало-Сакмарской зоне разлома и образуют две мощные полосы тальково-хлоритовых пород: к западной приурочены месторождения Большая Поляна (10) и Архангельское (11), к восточной — Урал-Дача (8) и Дунаевское (9). Полосы тальково-хлоритовых пород разделены нижнекаменноугольной толщей, сложенной преимущественно известняками и доломитами. Все месторождения имеют ряд общих черт.

1. Месторождения приурочены к зоне метаморфизованных пород (кварцево-хлоритовых, кварцево-хлоритово-слюдистых сланцев, доломитизированных известняков и доломитов).

2. Серпентинитовые массивы как на самих месторождениях, так и в их окрестностях отсутствуют.

3. Тальково-хлоритовые и тальково-хлоритово-тремолитовые образования залегают в тесной ассоциации с доломитами и терригенными осадочными породами и имеют пластовый характер.

4. Месторождения размещаются в зоне влияния относительно круп-

ного Атлянского гранитоидного интрузива с весьма богатой жильной серией.

Среди тальково-хлоритовых и тремолитово-тальково-хлоритовых пород на месторождении Большая Поляна были обнаружены остатки фауны, сравнительно хорошей сохранности (Постоев, Безруков, 1961). Эта фауна полностью замещена тальково-хлоритовым агрегатом с сохранением почти всех тонкостей рисунка створок раковин брахиопод, фораминифер и члеников криноидей. Встреченные на месторождении Большая Поляна доломиты (соотношение CaO/MgO равно 1,39) также содержат нижнекарбоновую фауну фораминифер. Таким образом, можно утверждать, что первичными для тальково-хлоритовых пород были осадочные магнезиальные образования. Однако в данном случае мы имеем дело с тальково-хлоритовым материалом, т. е. материалом, содержащим в повышенных количествах глинозем. Таким образом, необходимо допустить, что в образовании тальково-хлоритовых пород Уралдачинской группы участвовали отложения, обогащенные глиноземом, какими могли быть мергелистые доломиты, что подтверждается также примесью глинистых частиц, отчетливо прослеживающихся в карбонатных зернах. Доломиты же и доломитизированные известняки, встречающиеся на месторождениях отдельными пятнами, не принимали участия в процессе образования талькитов либо их участие было ограниченным и они сохраняются в виде небольших линзообразных тел.

Процесс образования тальково-хлоритовых пород, по всей вероятности, стимулировался внедрением кислого Атлянского интрузива и связанными с этим внедрением процессами метаморфизма вдоль зоны западного разлома. Кремнезем мог либо привноситься из очага гранитоидного интрузива либо, что столь же вероятно, поступал из кремнеземсодержащих сланцев, довольно широко развитых на месторождении. Источником магния при образовании тальково-хлоритовых пород Уралдачинской группы служили не гипербазиты, а магнезиальные карбонатные породы. Развитие талька и хлорита по зернам карбонатов и реликтовые включения последних отчетливо видны в шлифах.

К этому же типу тальковых проявлений следует отнести частично и месторождение Красная Поляна, приуроченное к Алтынташскому разлому зеленокаменного прогиба. Здесь были отмечены среди вмещающих кварцево-хлоритово-слюдистых, а особенно среди углисто-кварцевых сланцев относительно мелкие линзы и прослойки карбонатных пород, встречающиеся сравнительно часто. Отдельные их участки были также встречены в виде реликтов среди талькового материала. Химический анализ такого карбонатного включения дал следующие результаты (в вес. %): SiO_2 — 14,8; R_2O_3 — 13,62; MgO — 13,97; CaO — 21,44; потери при прокаливании — 36,97. Породу подобного состава можно отнести к доломитовому глинистому мергелю. Данные анализа указывают на повышенное содержание в талькитовых породах глинозема (до 6—10%), связанного в хлорите. Замещение карбонатного агрегата тальком, сохранение в некоторых случаях реликтов карбонатных зерен среди тальковых выделений отчетливо прослеживается в шлифах. Кварцевые выделения в сланцах, вмещающих тальковые линзы, часто замещаются тальком. В тальковых породах присутствуют также округлые кварцевые зерна ячеистого строения за счет почти полного замещения их тальком. Подобный случай был описан Б. Я. Меренковым и Н. Ф. Константиновым (1960). Таким образом, можно сказать, что в процессе талькообразования на Краснополянском месторождении принимали весьма активное участие как доломитовые глинистые мергели, служившие источником магния, так и кварцево-хлоритовые сланцы, служившие источником кремнезема.

Интересно отметить, что один из первых исследователей тальковых месторождений в пределах Миасского района А. О. Кайзер к этому же типу отнес заброшенное ныне Харитоновское месторождение. Судя по его минеральному составу, исходным материалом для образования тальковых пород послужили песчано-глинистые осадки и мергели. Форма залежей месторождений Харитоновского и Краснополянского линзовидная, довольно правильная.

Из сопутствующих тальку минералов были отмечены хлорит и тремолит в виде мельчайших иголочек в шлифах тальково-хлоритовых образований. Актинолит был встречен на Харитоновском месторождении. Месторождения этого типа в настоящее время, за исключением Краснополянского, не эксплуатируются. Однако необходимо сказать, что запасы Уралдачинской группы тальково-хлоритовых месторождений составляют около 20 млн. *т*. В качественном отношении они являются низкосортными, однако мало чем отличаются от тальковых пород Ильменского месторождения, а в некоторых случаях имеют даже более высокие показатели (например, по содержанию нерастворимого остатка). Таким образом, этот тип месторождений является надежным резервом для будущего развития тальковой промышленности Южного Урала, особенно для получения порошка, используемого в производстве дустов.

ХИМИЗМ ТАЛЬКОВЫХ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Химические анализы тальковых пород наиболее типичных тальковых месторождений, представляющих тот или иной выделяемый тип, приведены в табл. 1. Как видно из этой таблицы, тальковые породы по содержанию SiO_2, MgO, Fe_2O_3, Al_2O_3 довольно четко разделяются на две группы. Первую группу образуют талькиты, образовавшиеся за счет серпентинитов (первый тип), вторую — талькиты, не имеющие видимой связи с серпентинитами (второй и третий типы). В табл. 2 показаны пределы колебаний упомянутых компонентов.

Наиболее четко группы тальковых руд разделяются по содержанию SiO_2 и Al_2O_3. Пониженное содержание SiO_2 в талькитах второй группы объясняется увеличенным содержанием глинозема; последнее же обусловлено химическим составом исходных пород (глиноземсодержащих карбонатных пород или кварцево-хлоритово-слюдистых сланцев), содержащих в большем количестве глинозем.

Пониженное содержание кремнезема в тальковых породах второй группы, кроме указанной выше причины, связывается также с наличием различных примесей (хлорит, карбонатные вкрапленники), в которых кремнезем содержится в меньших количествах, чем в тальке. Об этом свидетельствует резкое увеличение содержания кремнезема в чистом тальковом материале (табл. 3). Несколько повышенное содержание MgO в апогипербазитовых тальковых породах легко объяснимо, если принять во внимание количество магнезии в исходных серпентинитах. Увеличение содержания Fe_2O_3 в рудах второй группы, особенно в апокарбонатных тальково-хлоритовых породах (см. табл. 1), по всей вероятности, связано с тем, что карбонатные толщи были обогащены гидроокислами железа.

В табл. 3 приведены результаты анализов чистого талькового материала. Сравнивая анализы тальковых пород и чистого талька, отчетливо видны резкие колебания в содержании SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 и CaO. Пониженное содержание SiO_2 в породах по сравнению с чистым тальковым материалом и повышенное содержание Al_2O_3, Fe_2O_3 и CaO в породах по отношению к чистому тальку свидетельствует о том, что основная масса перечисленных

Химический состав пород тальковых месторождений

Компонент	Апосерпентинитовые talькиты						
	Связанные с контактным влиянием кислых интрузий			Регионально-метаморфические, приуроченные к сланцевой толще			
	Залежь Юбилейная (Козьмо-Демьяновская группа) (20)	Чашковское (246)	Юртинское (53)	Куйсаринское (382)	Медведевское (Западная полоса)	Абдул-Касимовское (251)	Кирябинское (209)
SiO_2	56,70	57,72	56,97	57,00	57,39	58,15	57,20
MgO	28,32	29,72	27,83	27,76	28,39	29,41	29,45
Fe_2O_3	2,35	5,29	7,25	6,22	5,97	5,85	4,59
Al_2O_3	2,99	1,95	2,02	3,07	2,39	1,80	3,66
CaO	0,45	0,48	2,42	0,76	0,29	0,17	0,37
Потери при прокаливании	3,74	5,31	5,83	5,32	5,45	5,15	5,33
Нерастворимый остаток	88,11	89,34	85,79	88,83	87,55	89,60	91,18

Примечание. Анализы руд Чашковского месторождения приведены по данным
ковых пород месторождений Абдул-Касимовского, Поляков Лог, Урал-Дача, Дуна
Цифры в скобках после названия месторождения показывают число анализирован

компонентов присутствует в примесях и талькит легко обогащается при очистке.

Для сравнения приводятся некоторые дополнительные данные содержания окислов никеля, хрома, марганца, титана и углерода в залежи Юбилейной Козьмо-Демьяновской группы месторождений, являющейся примером апосерпентинитовых талькитов, связанных с контактным влиянием кислых интрузий (в %): NiO — 0,28; Cr_2O_3 — 0,19; MnO — 0,09; TiO_2 — 0,28; CO_2 — 0,44. Приведенные цифры довольно отчетливо указывают на относительно большую разницу в содержании приведенных компонентов в апосерпентинитовых талькитах, по сравнению с талькитами, не связанными с серпентинитами. NiO, TiO_2, Cr_2O_3 являются характерными примесями в гипербазитовых породах, а значит и в апогипербазитовых талькитах. Уменьшение содержания перечисленных компонентов в талькитах второй

Таблица 2

Пределы колебаний химического состава тальковых пород различного генезиса (в вес. %)

Компонент	Апосерпентинитовые тальковые породы		Апосланцевые и апокарбонатные тальковые породы	
	от	до	от	до
SiO_2	56,70	58,15	48,82	53,21
MgO	27,76	29,72	22,00	27,91
Fe_2O_3	2,35	7,25	6,00*	9,53
Al_2O_3	1,80	3,66	3,71	8,05

* Приведено содержание суммарного железа в пересчете на FeO.

Таблица 1

различных генетических типов (в вес. %)

Апосланцевые талькиты		Апокарбонатные талькиты		
Регионально-метаморфические		Контактно-и регионально-метаморфические		
Красная Поляна	Поляков Лог (546)	Урал-Дача (149)	Дунаевское (32)	Большая Поляна (Центральная часть) (44)
50,36	53,21	50,42	48,82	49,50
27,89	27,91	22,00	22,77	26,80
7,78	7,83	9,53	8,61	6,91
5,03	3,71	8,05	7,06	5,18
1,61	0,55	2,61	3,02	4,18
6,82	6,41	7,41	6,23	11,93
—	86,70	78,17	73,13	73,72

И. Ф. Романовича (1960), остальные — по данным Миасской партии; анализы таль-
евского, Большая Поляна (по материалам автора).
ных проб, среднее из которых помещено в таблице.

группы показывает, что образование их не связано с серпентинитовыми массивами. Однако в целом в Миасском районе все типы талькитов характеризуются наличием большего или меньшего, но, как правило, выше кларкового содержания компонентов, характерных для гипербазитовых интрузивов. Это можно объяснить интенсивным развитием в районе гипербазитовых пород, которые приурочиваются к зонам тех же разломов, что и тальковые месторождения. Интенсивный метаморфизм, отмечающийся в тальконосной провинции, с процессами которого связаны отдельные случаи формирования тальковых месторождений, повлек за собой перемещение отдельных компонентов, характерных для гипербазитов, чем и объясняется присутствие никеля, хрома, титана в тальковых породах, генетически не связанных с массивами гипербазитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Процессы талькообразования в Миасском районе разнообразны и не ограничиваются воздействием эманаций кислых интрузивов на серпентиниты. Следовательно, и генетические типы тальковых месторождений района более разнообразны, чем это предполагалось ранее.

2. В Миасской тальконосной провинции четко выделяются четыре более мелких района локализации тальковых месторождений, обусловленных главным образом зонами тектонических нарушений а также развитием магнезиально-силикатных пород в пределах этих зон.

3. В районе интенсивно развиты гипербазитовые интрузивные массивы, приуроченные к тем же зонам тектонических нарушений, с которыми связаны месторождения талькитов. Процессы регионального метаморфизма, проявившиеся в районе, обусловили не только формирование целого

Таблица 3

Химический состав чистого талька (в вес. %)

Компонент	1		2	Компонент	1		2
	Красная Поляна	Поляков Лог	Большая Поляна		Красная поляна	Поляков Лог	Большая Поляна
SiO_2	58,25	59,65	60,60	TiO_2	Следы	0,06	0,08
MgO	27,88	27,91	26,11	K_2O	0,05	0,07	} 0,27
Fe_2O_3	Не обн.	2,51	1,21	Na_2O	0,46	0,58	
Al_2O_3	0,72	Не обн.	1,69	H_2O^+	5,29	3,85	4,64
CaO	0,89	0,40	0,51	H_2O^-	Не обн.	0,42	Не обн.
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	CO_2	»	Не обн.	»
Cr_2O_3	0,13	0,11	0,12				
MnO	0,09	0,01	0,02				
FeO	6,00	4,89	5,08				
Сумма.	99,76	100,46	100,33				

1 — тальк из апосланцевых месторождений талькитов; 2 — тальк из апокарбонатных тальково-хлоритовых месторождений; аналитик М. Г. Замуруева.

ряда тальковых месторождений, но и привели к миграции отдельных компонентов, характерных для гипербазитов — Cr, Ni, Ti, Fe. В связи с этим в целом ряде случаев талькиты, генетически не связанные с серпентинитами, содержат характерные для последних компоненты.

4. Учитывая металлогенические особенности региона, заключающиеся в повышенном содержании в слагающих породах Fe, Al, Ni, Cr, Ti, Ca и других, т. е. компонентов, загрязняющих тальковую породу, трудно предположить обнаружение в районе высокосортных чистых талькитов типа сибирских. Однако уральские талькиты в свое время стяжали себе неплохую славу и успешно применялись в самых разнообразных отраслях промышленности как у нас в Союзе, так и за рубежом. В настоящее время многие месторождения талька значительно выработаны, а часть месторождений заброшена в связи с невыгодными экономическими условиями. Талькиты абдулкасимовского и кирябинского типов и некоторых залежей Козьмо-Демьяновской группы характеризуются хорошим качеством и вполне удовлетворяют требованиям, предъявляемым промышленностью. В связи с этим необходимо, по возможности, расширять работы по поискам новых месторождений талькового сырья, применяя к нему требования с учетом специфики уральских месторождений. В последнее время появляется мнение, что Миасский район как базу талькового сырья пора снять с баланса, перенеся всю тяжесть добычи на Сибирь. Сибирские тальки, безусловно, более высокосортные, но нельзя забывать, что Урал как поставщик талькового сырья находится в более выгодных экономических условиях по отношению к Европейской части Союза, где размещаются основные потребители. Наряду с высокими сортами Миасский тальконосный район имеет громадные запасы тальковых руд, пригодных для химической промышленности.

5. В связи с отнесением Кирябинской группы тальковых месторождений к толще сланцев кембрийского возраста, имеющей развитие вдоль западной границы Магнитогорского синклинория, необходимо по-иному рассматривать эти образования и отнести области развития кембрийских

сланцев к перспективным районам с точки зрения обнаружения новых тальковых месторождений.

6. Выделение новых генетических типов тальковых пород, а следовательно, и месторождений в пределах Миасского района расширяет поисковые критерии этого вида полезного ископаемого. В этом смысле большие возможности скрыты в Непряхинско-Чебаркульском и Медведевском районах, где ассоциации пород те же, что и на апосланцевых тальковых месторождениях. Перспективным следует считать крайний запад района, где были встречены талькопроявления среди доломитовой толщи протерозоя.

*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР*

А. П. Гапеев, К. Т. Табылдиев

ГЕНЕЗИС И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТАЛЬКОВЫХ ПОРОД ХРЕБТА МАЛЫЙ КАРАТАУ

(Южный Казахстан)

ВВЕДЕНИЕ

Тальковые месторождения северо-восточного склона хребта Малый Каратау расположены на территории Джамбульской области Казахской ССР, в пределах крупнейшего в Союзе фосфоритоносного бассейна Каратау (фиг. 1, 2). Геолого-петрографическое изучение этих месторождений проводилось А. П. Гапеевым с 1956 г. после первых сообщений о минералогических находках талька в данном районе (Безруков, 1939, 1954; Гиммельфарб и Соколов, 1954). Несколько проб для технологического изучения были отобраны К. Т. Табылдиевым.

Как показали проведенные исследования, каратауские тальки представляют собой типичные контактные образования. Генетически они связаны с магнезиально-карбонатными осадочными породами, чем и обусловлен их маложелезистый характер. Высокое содержание посторонних примесей снижает качество этих пород и заставляет относить их к тальковым камням, среди которых можно выделить несколько разновидностей. Особенно интересны выветрелые рыхлые тальки древней коры выветривания, встречающиеся редко и почти не охарактеризованные в литературе.

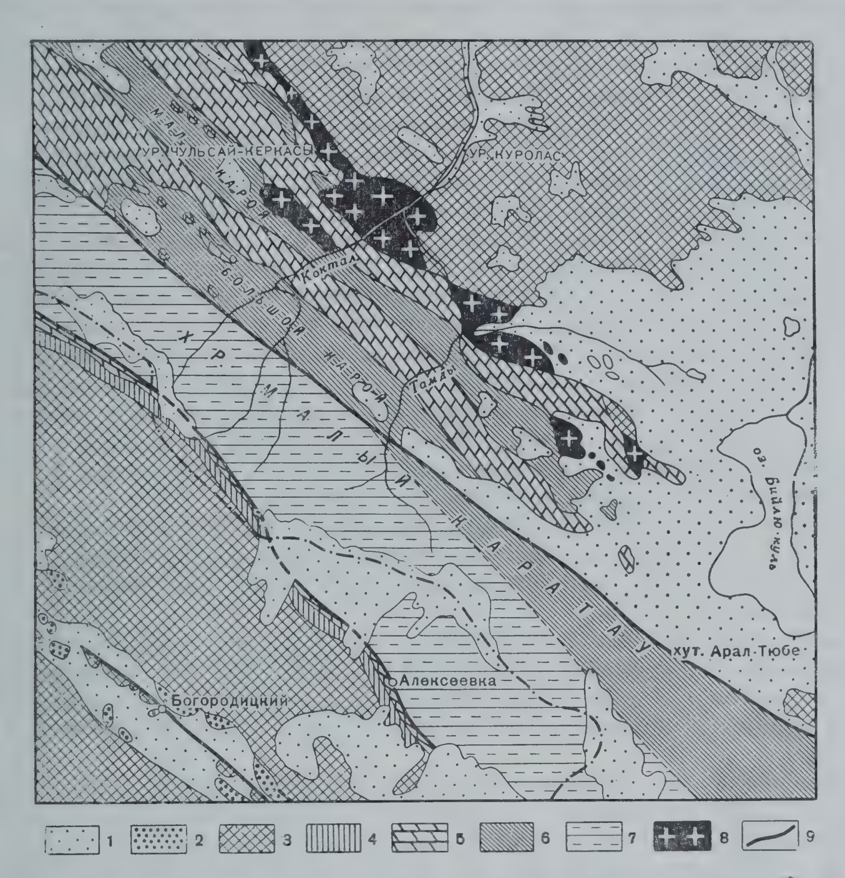
В ходе исследований, проводившихся в основном на месторождениях Чулак-Тау и Тешик-Тас с попутным обследованием других точек (Сулейман-Сай, Котур-Булак, Джетым-Чоку, Насын-Куль), было установлено, что талькопроявление в изученном районе развито достаточно широко и местами достигает значительных масштабов. Это дает основание полагать, что здесь намечается новая тальконосная провинция, в пределах которой возможно выявление и более качественных месторождений.

Рассматриваемые в настоящей статье закономерности размещения тальковых пород Каратау в целом и условия локализации отдельных их разновидностей могут помочь решению этой задачи.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА МАЛОГО КАРАТАУ

Хребет Малый Каратау представляет собой крупный антиклинорий, юго-западное крыло которого срезано тектоническим нарушением. Осевая часть его сложена протерозоем, а в северо-восточном крыле последовательно обнажаются отложения нижнего и среднего палеозоя, местами перекрытые кайнозойскими образованиями.

Нижнепалеозойский комплекс пород, смятых в крутые складки северо-восточного простирания, разбит продольными и поперечными нарушениями на отдельные блоки, которые испытали значительное перемещение как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Среднепалеозойские отложения характеризуются более спокойным залеганием.



Фиг. 1. Схема геологического строения хребта Малый Каратау по В. Н. Веберу

1 — четвертичные отложения (галечники, суглинки, известняки, глины); *2* — мезозойские отложения (кварцевые конгломераты); *3* — каменноугольные морские отложения (песчаники, известняки); *4* — девонские отложения (песчаники); *5* — силурийские отложения (доломиты, известняки, кремнистые породы); *6* — нерасчлененные палеозойские отложения; *7* — протерозойские отложения (филлитовые, серицитово-хлоритовые сланцы, известняки, доломиты); *8* — нижнепалеозойские гранитоиды; *9* — тектонические нарушения

Они образуют пологие складки, затухающие к северо-востоку по мере удаления от хребта, и местами лежат здесь почти горизонтально. На снивелированную поверхность палеозойских пород, перекрывая линии крупных разломов, с небольшим наклоном к северо-востоку ложатся нижнетретичные отложения. В общем виде геологический разрез северо-восточного склона Малого Каратау выглядит следующим образом.

В основании разреза залегает мощная (несколько тысяч метров) толща метаморфических сланцев кокджотской серии, относимой к протерозою. Она представлена переслаивающимися, сложно дислоцированными серицитово-хлоритовыми сланцами, серицитово-глинистыми филлитами и песчаниками с редкими пачками известняков. Выше следует толща кремнистых сланцев и песчаников с подчиненными горизонтами доломитов в

верхней части. В низах этой толщи, выделяемой под названием каройской серии, преобладают песчаники, в верхах — сланцы. Возраст ее нижнекембрийский. Мощность составляет более 2500 *м*.

Поверх каройских отложений залегает пачка пород, в составе которой выделяются горизонты доломитов, кремней и фосфоритов. Это так называемая фосфоритная серия, относимая к среднему кембрию и имеющая мощность около 70 *м*. Для нее характерно переслаивание (иногда весьма тонкое) кремнистых, карбонатных и фосфатных пород, свидетельствующее о неустойчивости режима в бассейне во время осадкообразования. В низах фосфоритной серии преобладают кремнеземистые породы; в верхах — карбонатные; в средней части ведущая роль принадлежит фосфоритам, в которых содержатся обычно в значительных количествах как кремнезем, так и карбонат, представленный чаще всего доломитом.

На среднекембрийские отложения ложится мощная (около 3500 *м*) толща карбонатных пород тамдинской серии. Возраст ее фаунистически определяется как Cm_2 + O. Нижняя половина толщи сложена преимущественно доломитами, верхняя — известняками, а средняя часть характеризуется переслаиванием тех и других. В низах тамдинской серии наблюдается неравномерное, временами весьма интенсивное окремнение доломитов. Оно проявляется в наличии здесь карбонатно-кремнистых линз и прослоев черного или бурого цвета. Прослои иногда концентрируются и образуют кремнистые пачки мощностью до 6 *м*. Окремнение доломитов прослеживается в нижних 150 *м* разреза серии.

Нижнепалеозойские отложения с резким угловым несогласием перекрываются верхнедевонскими конгломератами и песчаниками с галькой подстилающих пород и прорывающих их гранитов. Мощность этих отложений достигает 300 *м*.

На них согласно лежат породы нижнего карбона, представленные внизу морскими отложениями (песчаниками и известняками), выше — лагунными и континентальными осадками, переходящими в средний карбон. Общая мощность каменноугольных отложений в среднем составляет около 1500 *м*.

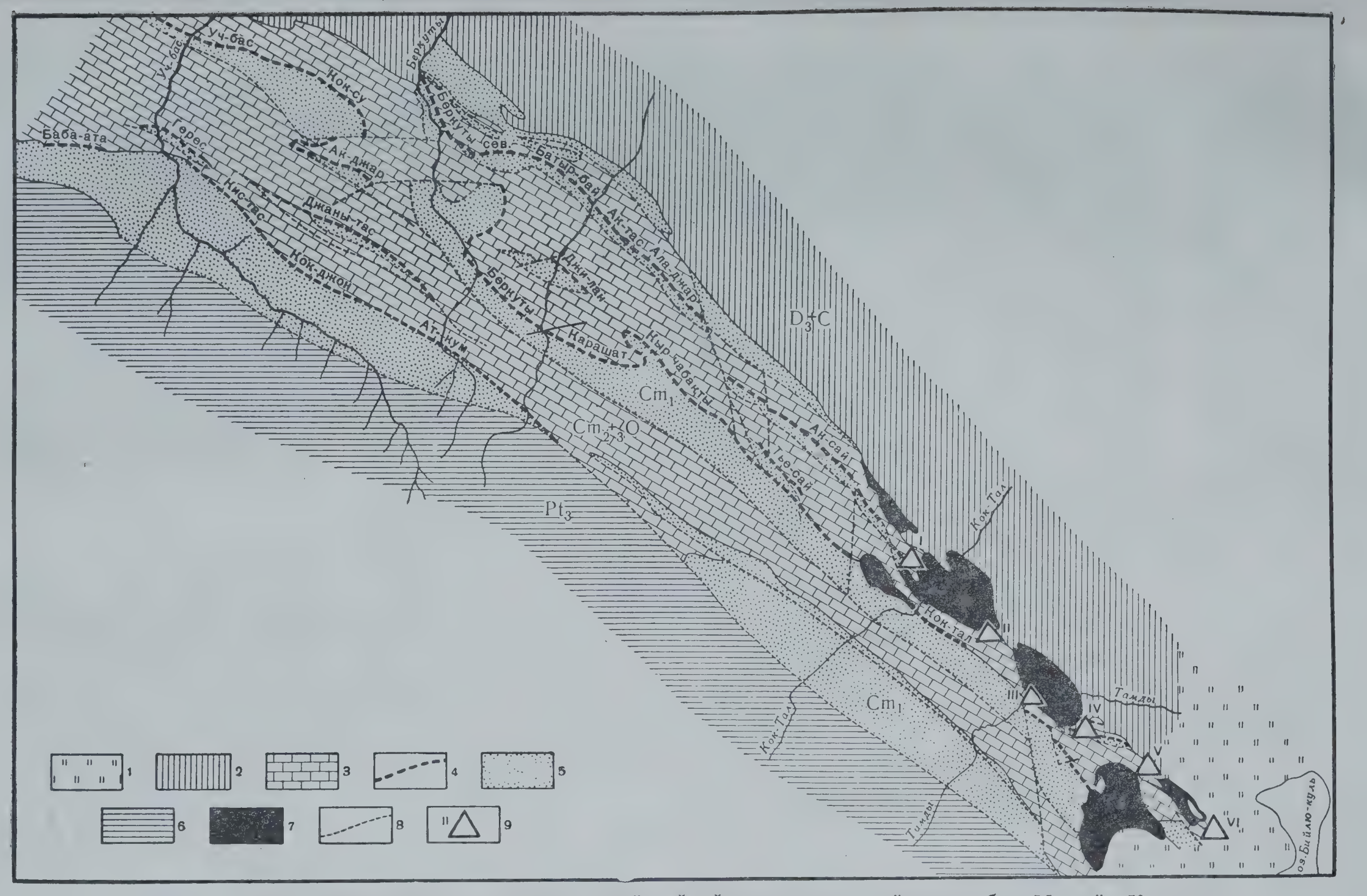
Мезозойские (верхнемеловые) отложения пользуются весьма ограниченным распространением и представлены мелкогалечным кварцевым конгломератом мощностью в несколько десятков метров.

В предгорной равнине широко развиты осадки палеогена: внизу — галечники, пески, песчаники и известняки; выше — красноцветные песчанистые глины. Общая мощность палеогена не превышает 60—70 *м*. Он ложится с резким угловым несогласием на породы нижнего и среднего палеозоя. В пределах северо-восточного склона Малого Каратау палеоген сохранился лишь отдельными пятнами.

Аналогичным распространением пользуются и четвертичные образования, представленные галечниками, суглинками, пресноводными палевыми известняками, глинами и рыхлыми продуктами выветривания различных коренных пород. Мощность наносов иногда достигает нескольких метров.

Изверженные породы, представленные на северо-восточном склоне Малого Каратау гранитами и гранодиоритами, известны лишь в полосе нижнепалеозойских пород (фиг. 1, 2). Они прорывают каройскую и тамдинскую серии и перекрываются отложениями верхнего девона, на основании чего устанавливается их каледонский возраст.

Развитие интрузий неравномерно: в центральной части указанной полосы они прослеживаются в виде небольших изолированных выходов, а в юго-восточной ее части образуют три крупных массива, площадь каждого из которых составляет около 30 *км*^{2}.



Фиг. 2. Схема размещения талькопроявлений в фосфоритоносном районе хребта Малый Каратау

1 — рыхлые четвертичные отложения; *2* — терригенные отложения с подчиненными горизонтами известняков (верхний девон—карбон); *3* — тамдинская серия (доломиты, известняки, часто окремнелые; верхний кембрий — ордовик); *4* — фосфоритная серия (кремнистые породы, доломиты, фосфориты), верхний кембрий; *5* — каройская серия (кремнистые сланцы, песчаники с подчиненными горизонтами доломитов), нижний кембрий; *6* — кокджотская серия (серицитово-хлоритовые, филлитовые сланцы, песчаники с подчиненными горизонтами карбонатных пород), верхний протерозой; *7* — каледонские гранитоиды; *8* — тектонические нарушения; *9* — талькопроявления: *1* — Тешик-Тас, *2* — Сулейман-Сай, *3* — Касын-Куль, *4* — Чулак-Тау, *5* — Котур-Булак; *6* — Джетым-Чоку-II

Общий метаморфизм осадочной толщи проявлен слабо: карбонатные породы тамдинской серии местами перекристаллизованы и окремнены; в каройской серии наблюдается хлоритизация полевых шпатов; кремнистые и фосфатные породы фосфоритной серии иногда рассланцованы и милонитизированы. Минеральных новообразований в них обычно не наблюдается. Подобные изменения, по Тернеру (1951), присущи мусковитово-хлоритовой субфации, являющейся самой низкой ступенью регионального метаморфизма и характеризующейся равновесной ассоциацией «кварц—доломит».

Несколько сильнее метаморфизованы породы кокджотской серии, представленные серицитовыми и хлоритово-филлитовыми сланцами, но, по-видимому, и они по своим изменениям не могут быть отнесены к более высокой фации метаморфизма, чем фация зеленых сланцев.

На фоне слабого регионального изменения нижнепалеозойского комплекса в контактах с гранитоидами локально развиваются породы более высоких ступеней метаморфизма. Ширина контактных ореолов, устанавливаемая по исчезновению устойчивой ассоциации «кварц — доломит», достигает 4—5 *км*.

В доломитах здесь образуются такие менералы, как тальк, серпентин, тремолит, диопсид и форстерит. В карбонатно-фосфатных породах, богатых щелочами и глиноземом, появляются, кроме того, хлориты и флогопит (изредка флюорит), а сам фосфат перекристаллизовывается до апатита или превращается в сравнительно редкий фосфатный минерал — лазулит с формулой $(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot P_2O_5 \cdot H_2O$. Непосредственно у контакта фосфориты, преобразованные в плотную апатитовую породу, приобретают розоватый оттенок, а в некотором удалении от них, в зонах тектонических нарушений, представлены специфическими порошковатыми и щебенчатыми разностями ярко-желтого, реже белого цвета, пространственно ассоциирующими с рыхлыми тальковыми породами.

Кремнистые породы в приконтактных зонах перекристаллизованы до кварцитов, а обогащенные полевыми шпатами верхние горизонты каройской серии превращены в светло-серые кварцево-серицитовые породы с содержанием серицита нередко до 90—95%.

Согласно Тернеру, контактно-метаморфический комплекс Малого Каратау по своим минеральным ассоциациям в краевых частях отвечает биотитово-хлоритовой субфации, а по мере приближения к интрузиям сменяется более высокотемпературными образованиями альбитово-эпидотово-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Характерные для этих фаций устойчивые минеральные комплексы, развивающиеся в доломитах, представлены в табл. 1.

Из таблицы видно, что если регионально-метаморфизованные породы характеризуются устойчивостью доломита в присутствии кварца, то в контактных ореолах эта ассоциация становится неравновесной и заменяется устойчивой ассоциацией «кальцит — кварц» (при избытке последнего). При недостатке же кремнезема в них постоянно наблюдается ассоциация кальцита с доломитом, которая сама по себе хотя и устойчива в мусковитово-хлоритовой субфации, но вследствие того, что кальцит здесь является почти исключительно реакционным минералом, встречается вне контактных ореолов крайне редко.

Если обратиться к схеме Боуэна (Bowen, 1940), дополненной Тилли (Tilley, 1951), в которой выделяется 17 температурных ступеней прогрессивного метаморфизма кремнистых доломитов, то в ней интересна для нас первая ступень, выше которой исчезает ассоциация «доломит — кварц» и седьмая, характеризующаяся разложением доломита на периклаз и кальцит. Первая ступень, как это было показано выше, определяет внеш-

Таблица 1

Характерные минеральные ассоциации прогрессивной стадии метаморфизма кремнистых доломитов Малого Каратау

Регионально-метаморфический комплекс	Контактно-метаморфический комплекс		
Фация зеленых сланцев		Альбитово-эпидотово-амфиболитовая фация	Амфиболитовая фация
Мусковито-хлоритовая субфация	Биотитово-хлоритовая субфация		
Кварц — доломит	Тальк—кварц — кальцит Серпентин — доломит — кальцит	Тремолит—кварц—кальцит Тремолит — доломит — кальцит	Диопсид—кварц—кальцит Форстерит — доломит — кальцит

нюю границу контактных ореолов. Седьмая показывает верхний температурный предел контактных процессов, идущих при устойчивости чистого доломита, который частично сохраняется в непосредственной близости от гранитных интрузий. Это позволяет, по П. П. Смолину (1950, 1960), определить суть прогрессивного метаморфизма доломитов Каратау в целом как процесс частичной дедоломитизации, соответствующей 1—7 ступеням схемы Боуэна — Тилли.

Следует отметить, что верхняя граница в данном случае определена достаточно условно и может быть несколько завышена. Дело в том, что упомянутая схема построена на основе исчезновения характерных минеральных ассоциаций при повышении температур. В наших же условиях, характеризующихся незавершенностью процесса на каждой ступени и сохранением исходных минералов осадочных пород, образование все более высокотемпературных парагенезисов реально наблюдается лишь за счет реакций между доломитом и местным или привнесенным кремнеземом.

Так, при наличии в породе доломита, кварца, талька, серпентина и кальцита, образование тремолита идет лишь за счет первых двух, тогда как остальные ведут себя пассивно и сохраняются в породе без изменений. Это объяснялось уже ранее (Гапеев, 1961) тем, что кварц и доломит при повышении температур оказываются наиболее неравновесными и легче взаимодействуют друг с другом, чем более высокотемпературные ассоциации. Отсутствие уничтожающихся минеральных комплексов не позволяет нам точно установить верхнюю температурную границу процесса, по Боуэну и Тилли, и заставляет пользоваться более общим критерием — температурным пределом существования доломита.

В прогрессивную фазу метаморфизма вероятно разрастание зон высокотемпературных фаций за счет низкотемпературных. В последующую же регрессивную стадию реально наблюдается обратный процесс расширения низкотемпературных зон за счет высокотемпературных. При этом высокотемпературные минеральные ассоциации оказываются неустойчивыми и замещаются низкотемпературными. Как будет показано ниже, это приводит к широкому развитию талька, который в условиях регрессивного метаморфизма в данном случае, по-видимому, являлся наиболее устойчивым минералом.

Следует подчеркнуть, что контактные изменения наиболее полно проявляются лишь в зонах тектонических нарушений, к которым и приурочено развитие тальковых пород. При отсутствии нарушений эти изменения

выражены слабо и сводятся главным образом к перекристаллизации (мраморизации) доломитов.

Конкретные случаи образования и локализации тальковых пород рассмотрим на примере изученных месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕНЕЗИС ТАЛЬКОВЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧУЛАК-ТАУ И ТЕШИК-ТАС)

Литология магнезиально-карбонатного комплекса

Месторождения Чулак-Тау и Тешик-Тас расположены в юго-восточной части полосы нижнепалеозойских пород, в области широкого развития интрузий кислого состава (гранитов и гранодиоритов). В геологическом строении их принимают участие породы каройской, фосфоритной и тамдинской серий. Разрез нижнего палеозоя месторождения Чулак-Тау, принципиально не отличающийся от разреза месторождения Тешик-Тас, приводится[1] в табл. 2. Не останавливаясь на его детальном описании, отметим лишь некоторые моменты.

1. Магнезиально-карбонатные породы появляются в верхней части каройской серии. В фосфоритной серии относительное количество их увеличивается. И, наконец, все четыре нижних горизонта тамдинской серии нацело сложены доломитами, различающимися по окраске и текстуре, но весьма сходными по химическому составу.

2. Все карбонатные породы содержат кремнезем. Однако природа его, количество и форма нахождения для различных частей разреза неодинаковы.

В доломитах каройской и фосфоритной серий существенное значение иногда имеет терригенный кварц, сингенетичный с доломитами. Но ведущая роль принадлежит здесь кремнезему, образующему упоминавшиеся выше кремнистые и кремнисто-доломитовые линзы и прослои черного или бурого цвета. Максимальное количество их наблюдается в верхнем доломитовом горизонте фосфоритной серии — в так называемом горизонте «бурых известняков», где они составляют местами до 50% общего объема породы. Широкое развитие этого горизонта и постоянно кремнистый его состав позволяют предполагать первично-осадочное происхождение кремнезема, представленного преимущественно халцедоном, местами перекристаллизованным до кварца.

В тамдинских доломитах кремнезем, наоборот, присутствует главным образом в виде кварца, который дает здесь образования двух типов.

Во-первых, это рассеянный кварц, который встречается повсеместно во всех нижних горизонтах тамдинской серии. Количество его очень незначительно и не превышает 1—2%. Он образует мелкие (0,1—0,3 *мм*) ксенобласты, выполняющие промежутки между кристаллами доломита и обладающие четкими полигональными очертаниями. Иногда наблюдается замещение доломита с образованием по нему кварцевых псевдоморфоз. Описываемая разновидность кварца представляет собой перекристаллизованный тонкодисперсный халцедон, локально рассеянный в доломитовой основной массе породы. Образование полигональных включений можно связывать с региональным метаморфизмом доломитов, явившимся причиной их перекристаллизации, во время которой происходило некоторое перераспределение вещества. Однако подобные включения встречаются и

[1] Разрез приводится по данным А. Г. Трухачевой с дополнениями А. П. Гапеева.

Таблица 2

Геологический разрез месторождения Чулак-Тау

Серия	Литологический состав	Мощность, *м*
D_3	В основании известняки, выше — конгломераты и песчаники	450—500
Тамдинская, $Cm_{2+3}+O$	4. Розоватые и белые массивные мраморовидные доломиты (II горизонт розовых и белых доломитов)	250—300
	3. Серые и темно-серые полосчатые доломиты (II горизонт серых доломитов)	46—50
	2. Белые и розовые плитчатые, часто тонкослоистые, местами интенсивно окварцованные доломиты (I горизонт розовых и белых доломитов)	110—140
	1. Серые и темно-серые, вверху полосчатые, иногда брекчиевидные доломиты, в средней части окварцованные (I горизонт серых доломитов)	60—100
Фосфоритная Cm_2	5. Горизонт «бурых известняков» — фосфатизированные доломиты с линзами и прослоями кремней	10—20
	4. Горизонт железистых доломитов с прожилками кварца	1—1,5
	3. Фосфориты с кремнистым, карбонатным или фосфатным цементом и прослоями кремнистых пород	13—15
	2. Кремневая пачка — кремни темно-серого и черного цвета с прослоями фосфатно-карбонатных пород	7—8
	1. Горизонт нижних доломитов известковистых, местами окремненных	6
Каройская Cm_1	9. Песчано-кремнистые породы (микрослоистые сланцы с прослоями кварцевых и кварцево-полимиктовых песчаников)	2—4
	8. Кремнистые сланцы фиолетового цвета с прослоями кварцево-полимиктовых песчаников	50
	7. Верхний горизонт каройских доломитизированных известняков розового, реже зеленоватого цвета	6—7
	6. Кремнистые, иногда песчанистые сланцы темно-серого или коричневато-серого цвета	20
	5. Второй горизонт доломитизированных каройских известняков светло-серого цвета	8
	4. Кремнистые сланцы красно-коричневые, реже зеленовато-серые	50—60
	3. Первый горизонт доломитизированных каройских известняков, светло-серого или розового цвета	6
	2. Брекчие-конгломератовидные кремнистые сланцы кирпично-красного, реже — зеленоватого цвета	15—30
	1. Кремнистые сланцы темно-серого цвета с прослоями кварцевых и кварцево-полевошпатовых пород	300—350

в краевых частях контактных ореолов. Поэтому возможно, что они образуются также и при контактном метаморфизме.

Второй и преобладающей формой кремнезема в тамдинских доломитах является жильный кварц. В противоположность первому типу этот кварц присутствует только в пределах контактных ореолов. Он встречается здесь в краевых частях тектонических зон, вдоль которых наблюдается окварцевание доломитов, проявляющееся различно. В одних случаях — это

Таблица 3

Химический состав карбонатных пород месторождения Чулак-Тау (в вес. %), по Б. М. Гиммельфарбу, 1954

Серия	Горизонт	CaO		MgO		CO_2		Нерастворимый остаток		R_2O_3		P_2O_5	
Тамдинская	Тамдинские доломиты (в целом)	28,18—32,68	31,1	12,7—21,51	18,4	42,3—46,40	43,8	0,34—13,28	3,36	0,38—1,46	0,82		
Фосфоритная	Бурые известняки . . .	22,5—24,8	24,4	10,82—13,47	12,0	23,0—32,0	26,2	19,7—31,5	27,4	2,42—5,47	3,4	2,75—5,19	3,98
	Железистые доломиты	20,79—38,33		2,5—7,5		5,0—24,0	16,2	5,0—34,0	16,4	2,3—27,86	11,2	1,79—24,0	9,0
	Нижние доломиты . . .	27,40—32,39	29,0	12,78—17,41	16,0—17,0	27,1—41,6	37,0	5,0—46,0	15,0	1,53—5,06		Следы—14,0	3,5
Каройская	Третий горизонт каройских доломитизированных известняков .					16,0—40,0		13,0—60,0				0,30—0,60	
	Второй горизонт каройских доломитизированных известняков					27,0—35,0		20,0—30,0					

Примечание. В первой графе каждой колонки даны пределы колебаний, а во второй — среднее содержание

тонкие (до 2 *см*) неправильные, часто ветвящиеся кварцевые жилки; в других — кварцевый цемент доломитовой брекчии. Наконец, в третьем случае, когда окварцевание проявлено особенно интенсивно, доломиты почти нацело замещаются кварцем с образованием полосчатых карбонатных кварцитов. Распространение этого типа кварца не подчиняется стратиграфическому фактору и определяется лишь тектоникой. Вследствие этого окварцеванные зоны бывают как согласными, так и секущими по отношению к простиранию пород. Образование жильного кварца, выполняющего трещины и в ряде случаев метасоматически замещающего доломит, связано с привносом кремнезема в процессе контактного метаморфизма.

Резюмируя изложенное, можно отметить, что характер преобладающей части кремнезема в доломитовых горизонтах нижнего палеозоя меняется от хемогенного (внизу) к терригенно-хемогенному (в середине) и до привнесенного (в верхней части разреза).

3. Помимо указанных различий в отношении кремнезема, доломитовые горизонты нижнего палеозоя отличаются также содержанием глинозема, окислов железа и фосфата. Максимальное количество этих компонентов наблюдается в доломитах фосфоритной серии. Тамдинская же толща практически лишена фосфата, а содержание в ней полуторных окислов обычно не превышает 1—1,5%.

В заключение краткой характеристики разреза Чулак-Тау в табл. 3 приводится химический состав карбонатных пород этого месторождения по данным Б. М. Гиммельфарба. Этот автор указывает, что нерастворимый остаток представлен в основном свободным кремнеземом. Что касается полуторных окислов, то при низких содержаниях количество Fe_2O_3 обычно равно количеству Al_2O_3. При высоких же значениях R_2O_3 в породах несколько преобладают окислы железа. Можно отметить, что в общем плане эти данные остаются справедливыми и для всего фосфоритоносного района в целом.

Характеристика талькопроявлений

На месторождениях Чулак-Тау и Тешик-Тас тальк развивается по всем упомянутым выше доломитовым горизонтам. Наиболее крупные концентрации его наблюдаются в доломитах тамдинской серии. Как уже говорилось, проявления контактного метаморфизма отчетливо наблюдаются лишь в тектонически нарушенных зонах. Это особенно хорошо видно на месторождении Чулак-Тау, в 500—600 *м* к северо-западу от которого расположен крупный гранитный массив. В пределах этого месторождения известно шесть поперечных и одна продольная сочленяющиеся между собой тектонические зоны. Поперечные зоны секут весь разрез от каройской до тамдинской серии включительно; продольная же под острым углом срезает нижние горизонты тамдинской серии, не выходя за ее пределы. К этим тектоническим зонам, мощность которых колеблется от 50 до 500 *м*, приурочены тальковые породы Чулак-Тау, образующие залежь сложно сочлененной формы. Удобнее рассматривать ее по частям, выделив главное или продольное рудное тело, протягивающееся вдоль всего месторождения, и отходящие от него более короткие, но обычно более мощные поперечные залежи. Такое разделение целесообразно не только с морфологической точки зрения, но также и потому, что, как будет показано ниже, тальковые породы продольной тектонической зоны качественно отличаются от тальковых пород поперечных зон.

Продольная залежь, представленная плотными существенно карбонатными тальковыми породами, имеет пластообразную форму и протягивается с запада на восток примерно на 3,5 *км*, падая к югу под углом около 70—

80°. Мощность ее колеблется от 20 до 40 *м*. Буровыми скважинами она подсечена на глубинах до 100—150 *м*.

Поперечные залежи, сложенные рыхлыми тальками, известны в четырех поперечных тектонических зонах, расположенных в приближенной к интрузии западной части месторождения. Мощность этих залежей, вскрытых фосфоритным карьером, колеблется от 2 до 25—30 *м*, а во II и в самой обширной IV тектонической зоне, расположенной в центральной части месторождения, составляет, по-видимому, более 100 *м*. По данным Б. М. Гиммельфарба, рыхлые тальковые образования были прослежены одной из буровых скважин до глубины 195 *м* (до забоя скважины). В поперечных тектонических зонах рыхлые тальковые породы постоянно ассоциируют со щебенчатыми и порошковатыми разностями фосфоритов, отличающимися от обычных темно-серых фосфоритов своим ярко-желтым, реже чисто белым цветом. Иногда белые фосфориты имеют слабый зеленоватый оттенок, позволяющий отличать их от рыхлых тальковых пород. Слабая зеленоватая окраска таких фосфоритов обусловлена перекристаллизацией изотропного фосфата до тонкокристаллического апатита.

На месторождении Тешик-Тас порошковатые тальковые породы примыкают с северо-востока к фосфоритному горизонту и с перерывами протягиваются от центральной части фосфоритного месторождения до его юго-восточной оконечности, где доломиты и фосфориты срезаются гранитами. В центральной части, представляющей собой мощную (около 1 *км*) поперечную зону дробления, порошковатый тальк, как и на Чулак-Тау, ассоциирует с желтыми сыпучими разностями фосфоритов. На юго-востоке, у контакта с гранитами, тальковые породы, содержащие диопсид и флогопит, пространственно связаны с плотными, часто сахаровидными апатитовыми породами зеленоватого или розоватого цвета.

Слабые следы оталькования установлены также и в западной оконечности месторождения Тешик-Тас. Здесь тальк связан с так называемым горизонтом джаспероидов. Этот горизонт представляет собой брекчированные и окварцованные доломиты, которые протягиваются узкой (20—50 *м*) полосой вдоль всего месторождения. Помимо жильного кварца белого, серого или розоватого цвета, цементирующего обломки доломитов или присутствующего в виде тонких жилок, неправильных включений, а иногда образующего и небольшие (до 1 *м*) зоны сплошного замещения доломитов, здесь присутствуют также кремнистые линзы бурого цвета, аналогичные тем, что встречаются в горизонте «бурых известняков». Тальк, как правило, связан здесь с окварцованными участками доломитов и не наблюдался в ассоциации с кремневыми линзами.

По направлению к интрузивному контакту количество талька в этой брекчированной зоне доломитов увеличивается, и в центральной части месторождения в ней развита карбонатно-кремнистая тальковая брекчия.

Во время разведочных работ на этом месторождении была установлена зона интенсивного оталькования длиной около 250 *м* и мощностью от 20 до 50 *м*, примыкающая с северо-востока к горизонту джаспероидов. Эта тальковая залежь по данным разведки имеет сложную форму и с глубиной выклинивается. Одновременно джаспероиды на глубине переходят в нормальные доломиты.

Общей тенденцией тальковых залежей как Чулак-Тау, так и Тешик-Тас является их приуроченность к осевым частям тектонических зон. С удалением от них тальковые породы сменяются сначала окварцованными, а затем выщелоченными доломитами. Зона окварцевания особенно отчетливо прослеживается в висячем боку продольной залежи Чулак-Тау. По-видимому, и горизонт джаспероидов на месторождении Тешик-Тас

представляет собой подобную же краевую зону тальковой залежи, в пользу чего говорит одновременное с тальком выклинивание его на глубине.

Зоны выщелоченных доломитов на дневной поверхности не прослеживаются, но хорошо видны в северной стенке карьера Чулак-Тау, срезающей поперечные тальковые залежи.

В большинстве своем тальковые породы обоих месторождений содержат не более 50% самого талька, что в соответствии с существующими классификациями (Аршинов и Соколов, 1945; Смолин, 1960_2 и др.) характеризует их как тальковые камни [1]. По своему физическому состоянию они могут быть разбиты на две основные группы (имеющие, как мы увидим ниже, генетическое значение): плотные и рыхлые тальковые породы. В каждой группе в свою очередь по минеральному составу выделяются несколько разновидностей, важнейшими из которых являются хлоритовые и бесхлоритовые тальки, развивающиеся: первые — по тамдинским доломитам, вторые — по доломитам фосфоритной серии. Рассмотрим эти породы подробнее.

Группа плотных тальков

Плотные тальки в поверхностных зонах отсутствуют. Поэтому бесхлоритовые их разности были изучены на месторождении Чулак-Тау по керну буровых скважин, а хлоритовые, которые не разведывались, но вскрыты фосфоритным карьером до глубины 50—70 *м*, отбирались из наименее нарушенных участков.

Хлоритовые тальки, приуроченные к поперечным тектоническим зонам, развиваются по карбонатным породам фосфоритной серии. Они образуются по верхней части фосфоритного горизонта, по горизонту железистых доломитов и, наконец, по горизонту «бурых известняков», характеризующихся повышенным содержанием глинозема и железа. В связи с различным содержанием в этих горизонтах фосфата и терригенного кварца здесь могут быть выделены более дробные разности тальковых пород, такие как фосфатно-тальковые камни, фосфатно-кварцевые тальковые песчаники и собственно хлоритовые тальковые камни. Преобладающее значение имеют последние, тогда как первые две разновидности развиваются по узкой переходной зоне от фосфоритов к горизонту железистых доломитов, а в местах выклинивания последнего — к «бурым известнякам».

Минеральный состав хлоритовых тальков достаточно сложен. Помимо талька и хлорита, в них присутствуют изотропный фосфат, кальцит, кварц, тремолит, серпентин, изредка реликты доломита. В меньших количествах встречаются: флогопит, апатит, лазулит. Постоянно наблюдаются пирит и лимонит. Присутствию последнего хлоритовые тальки обязаны своим желтоватым или буроватым оттенком, а иногда и ярко-желтым цветом (для фосфатных разностей).

Отличительной чертой хлоритовых тальков является своеобразный биметасоматический характер их образования. Своеобразие это заключается в том, что если в обычном понимании биметасоматоз рассматривается как процесс, идущий на контакте двух разнородных по составу пород с более или менее четко выраженным фронтом замещения, то в данном случае он как бы разбивается на множество самостоятельных мелких очагов, развиваясь по контактам основной доломитовой массы и содержащихся в ней включений кремнезема. Поскольку размер кремнистых образова-

[1] Термин «тальковые камни» употреблен здесь для общей характеристики тальковых пород. Он, конечно, мало пригоден для рыхлых и тем более для порошковатых разностей. Поэтому в дальнейшем они называются просто тальками или тальковыми породами, хотя по составу в большинстве случаев и отвечают тальковым камням.

ний колеблется от микроскопических зерен терригенного кварца до величины кремнистых линз и прослоев (10—30 *см*), то и процесс биметасоматического замещения около кварцевых зерен выявляется лишь микроскопически, а около кремнистых линз хорошо наблюдается простым глазом.

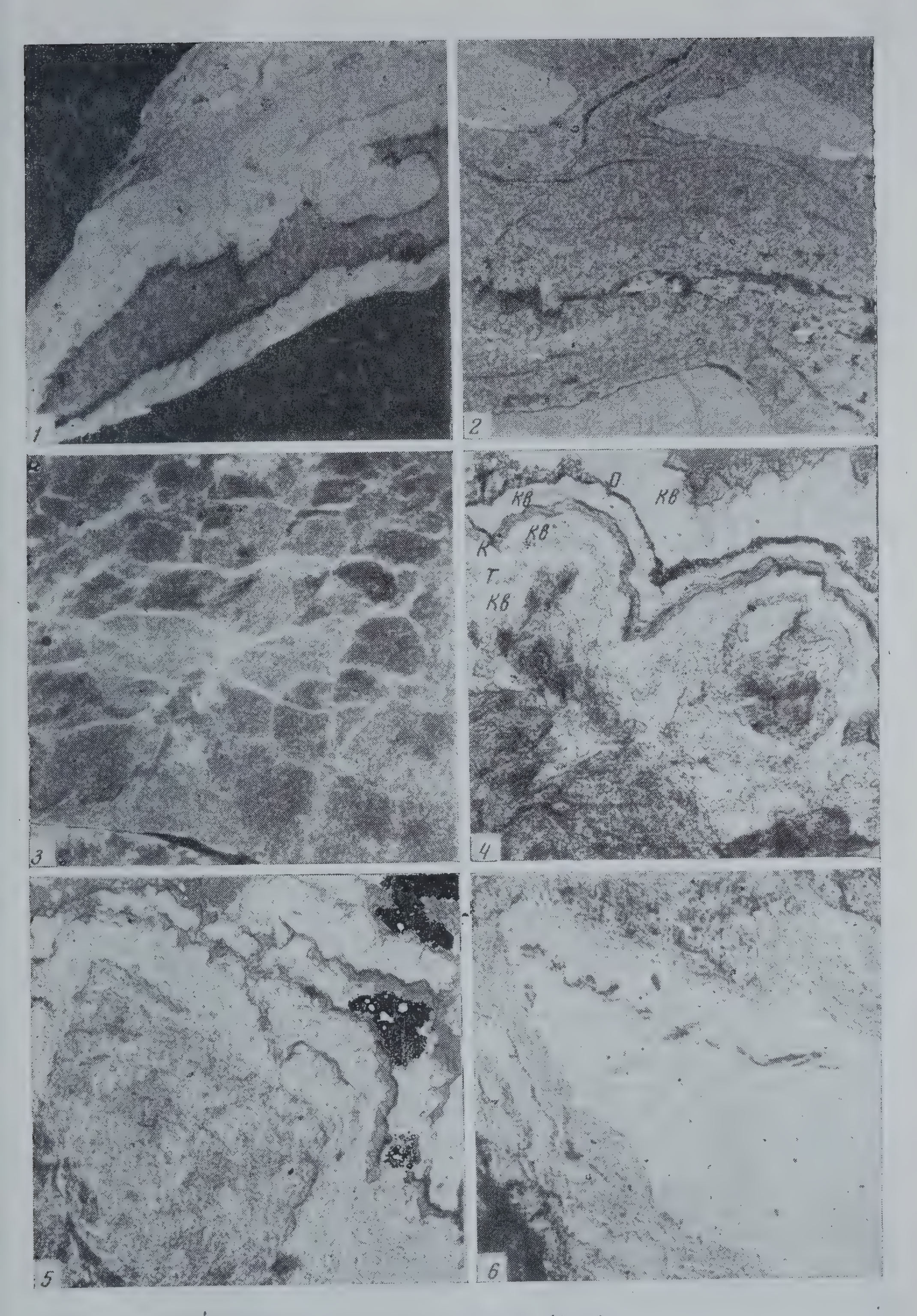
В результате этого процесса мелкие кварцевые зерна вместе с окружающим доломитом нацело замещаются тальково-хлоритовой массой, а кремнистые линзы приобретают неровные, разъеденные края и значительно уменьшаются в размерах (табл. I, *1*). Нередко они сохраняются в тальковой породе в виде мелких (1—2 *см*) неправильных реликтов.

Таким образом, для хлоритовых тальков несомненным является тот факт, что в значительной своей мере тальк и генетически связанные с ним магнезиальные силикаты образуются за счет местных источников магния и кремнезема. Можно полагать, что роль привнесенного кремнезема полностью здесь не исключается. Это вытекает из того, что среднее содержание SiO_2 в исходных породах составляет 27,4% (в горизонте «бурых известняков» — основном потенциальном продуктивном горизонте для хлоритовых тальков). Расчет же показывает, что при отсутствии привноса кремнезема кремнисто-доломитовая порода может быть нацело замещена тальком и кальцитом в том случае, если количество SiO_2 в ней составляет 29,5%. Следовательно, если бы тальк и хлорит образовались целиком за счет местного кремнезема, то в хлоритовых тальках не должно было бы сохраниться кварцевых зерен и кремнистых линз. Больше того, содержащегося в первичной породе кремнезема даже несколько не хватило бы для полного замещения доломитов. На деле же, как мы видели, в хлоритовых тальках присутствуют как непереработанный терригенный кварц, так и реликты кремнистых линз. Следовательно, часть кремнезема, необходимого для полного преобразования доломитов, заимствовалась извне. Значение привнесенного кремнезема в образовании хлоритовых тальков, однако, не следует переоценивать, учитывая то обстоятельство, что в изученных разрезах они в значительной мере представлены декарбонатизированными породами, переходными к рыхлым разностям (см. ниже). Как ранее отмечалось, реликты доломита встречаются в них крайне редко. Если же допустить, что в более глубинных плотных «первичных» тальках количество реликтового доломита увеличивается (что вполне вероятно по аналогии с бесхлоритовыми разностями), то роль привнесенного кремнезема будет выглядеть еще менее значительной.

Отсутствие заметного привноса и выноса веществ и образование тальков в основном за счет компонентов исходных пород в условиях незначительного перераспределения компонентов позволяют отнести хлоритовые тальки в целом к нормально-метаморфическим образованиям. При этом, однако, не следует упускать из вида типичный биметасоматический характер процесса для отдельных элементарных участков породы.

Бесхлоритовые тальки в основном приурочены к продольной тектонической зоне Чулак-Тау. Они развиваются по всем четырем горизонтам тамдинской серии и, по-видимому, захватывают верхнюю часть горизонта «бурых известняков». Отличительной чертой плотных разностей бесхлоритовых тальков является их высокая карбонатность. Карбонаты присутствуют здесь в виде реликтового доломита и выделений реакционного кальцита (табл. I, *2*). Количество этих минералов очень непостоянно и часто превышает количество талька. В связи с этим наблюдаются постепенные переходы от чистых доломитов к слабо отальқованным их разностям и к карбонатным тальковым камням.

В зависимости от количественных соотношений кальцита и доломита, последние могут быть подразделены на кальцитово-доломитовые и каль-



1. Реликт кремнистой линзы (темное) в тальковой породе (белое). Нат. вел.
2. Реликты доломита (серое) в тальково-кальцитовой породе (темно-серое). Шлиф 7, 10, увел. 5.
3. Тальковая порода с сетчатой текстурой. Белое — тальк, серое — тальково-кальцитовый агрегат; черное — кальцит (окрашен). Шлиф Ш-3, увел. 30, без анализатора
4. Крустификационные оторочки. Т — тальк, К — кальцит, О — органика, Кв — кварц. Серая основная масса — тальково-кальцитовый агрегат. Шлиф Ш-I, увел. 150, без анализатора
5. Крустификационные кальцитовые оторочки (черное) вокруг ромбической тальково-кальцитовой псевдоморфозы по доломиту. Белое — кварц. Шлиф Ш-1, увел. 150, без анализатора
6. Крустификационные тальковые оторочки (серое). Белое — кварц; темно-серое — тальково-кальцитовый агрегат основной массы. Шлиф Ш-1, увел. 70, без анализатора

цитовые тальковые камни, при этом как те, так и другие могут быть представлены кварцсодержащими или бескварцевыми разностями. Подробнее они рассматривались в другой работе одного из авторов (Гапеев, 1961).

Перечисленными минералами (тальк, кальцит, доломит, кварц), по существу, и ограничивается минеральный состав плотных бесхлоритовых тальков Чулак-Тау. Лишь изредка в них встречаются также примеси графита, органики и окислов железа. Простота минерального состава этих пород явно связана с чистым мономинеральным характером исходных доломитов.

В отличие от хлоритовых тальков бесхлоритовые разности образуются по доломитам, практически не содержащим кремнезема. Последний привносится сюда растворами и реагирует с доломитами двояким образом. В одних случаях наблюдается непосредственное метасоматическое взаимодействие доломитов с кремнеземом, находящимся в растворах. Образование талька при этом начинается вдоль микротрещинок или приурочено к межзерновым плоскостям, а затем развивается дальше, по зернам и обломкам доломита. В результате порода приобретает сетчатую текстуру, которая обусловлена наличием тончайшей сети чистых тальковых жилок с кальцитовыми зальбандами среди участков тальково-кальцитового агрегата, замещающего зерна и обломки исходным доломитом (табл. I, *3*).

Подобное образование талька наблюдается преимущественно в центральных, наиболее нарушенных частях тектонических зон, где породы, по-видимому, испытывали достаточный прогрев, необходимый для реакции талькообразования. В открытых пустотах наряду с образованием талька отлагается кварц. Одновременность привноса SiO_2 и талькообразования подтверждается наличием в этих полостях крустификационных текстур, сложенных зонами талька, кальцита и органики, чередующимися с кварцем (реже халцедоном). Характерно, что тальковые зоны являются всегда наружными и ассоциируют с халцедоновыми (таб. I, *4*). Ближе к центру полостей кремнезем обычно представлен мелкозернистыми кварцевыми зонами, чередующимися с зонами кальцита (таб. I, *5*). И, наконец, во внутренней части пустот, а иногда и в самом крупнозернистом кварцевом ядре встречаются зоны и выделения органики. Подобное строение характерно для полостей сравнительно крупного размера (3—5 *мм*). Более мелкие пустоты (до 1 *мм*) иногда выполнены только кварцевыми и тальковыми оторочками (табл. I, *6*). Чередование тальковых и кварцевых зон не оставляет сомнения в том, что в данном случае образование талька и привнос кремнезема осуществлялись одновременно. Когда весь магний был исчерпан, образование тальковых и кальцитовых зон прекращалось, а оставшиеся полые пространства выполнялись чистым кварцем. Следовательно, окварцевание пород происходит здесь на заключительной стадии процесса (когда большая часть магния израсходована) и при наличии незаполненных пустот.

В краевых частях тектонических зон картина существенно отличается от приведенной выше. На первых этапах здесь происходит окварцевание доломитов, которое может идти двумя путями. В одних случаях наблюдается непосредственное замещение доломита халцедоном, развивающимся по спайности или по трещинкам в доломите. Результатом этого процесса является образование своеобразной брекчии замещения (таб. II, *1*), в которой зерна доломита или их обломки, а иногда и агрегаты зерен, оказываются сцементированными халцедоном [1]. На следующем этапе про-

[1] При достаточно полном развитии этого процесса происходит полное замещение доломита халцедоном, в котором наблюдаются мелкие неправильные реликты и четкие ромбические кристаллики доломита.

исходит биметасоматическое взаимодействие между обломками доломита и халцедоновым цементом. При этом доломит замещается тальково-кальцитовым агрегатом, а халцедон — кальцитом. Неизрасходованная часть халцедона перекристаллизовывается до кварца. В итоге на месте доломитовой брекчии с халцедоновым цементом образуется тальковая или тальково-кальцитовая брекчиевидная порода с кварцево-кальцитовым цементом (табл. II, *2*).

Образование описанной доломитовой брекчии в краевых частях тектонических зон, очевидно, происходит на первых этапах процесса, когда породы здесь еще недостаточно прогреты для осуществления реакции между магнием и кремнеземом.

Эта реакция осуществляется позднее, когда прогрев породы доходит до температур, необходимых для взаимодействия указанных компонентов. Стало быть, в противоположность осевым частям тектонических зон, в краевых их участках, окварцевание доломитов предшествует образованию талька, причем последний развивается уже не метасоматическим, а биметасоматическим путем.

Второй случай образования тальков в периферических частях тектонических зон сходен с предыдущим, но отличается от него тем, что окварцеванию доломитов предшествует их выщелачивание. Последнее приводит к образованию пустот, стенки которых выполнены щетками крупных ромбических кристаллов доломита размером до 1,0 *мм* (табл. II, *3*), тогда как в основной массе породы доломитовые зерна имеют неправильную форму и меньший размер. Вокруг этой перекристаллизованной зоны доломит представляет собой выщелоченную пористую породу. Данный процесс выщелачивания и перекристаллизации доломитов с одновременным ростом крупных доломитовых ромбоэдров на стенках полостей, по-видимому, идет при тех же низких температурах, что и окварцевание в предыдущем случае. Впоследствии, когда осуществляется необходимый прогрев пород, происходит взаимодействие кварца и доломита с замещением последнего тальком и выделением реакционного кальцита, частично остающегося в агрегате с тальком и частично замещающего кварц.

Данный процесс приводит к образованию ромбических тальково-кальцитовых псевдоморфоз, наблюдающихся по контакту доломита с кварцем, выполняющим полости (табл. I, *5* и табл. II, *4*). По своим размерам и форме эти псевдоморфозы идентичны ромбоэдрам доломита на стенках пустот в выщелоченных доломитах.

Рассмотренный выше процесс представляет собой типичный случай образования талька непосредственно по доломиту. Как мы видели, он развивается в хлоритовых и бесхлоритовых тальках различным образом, что обусловлено наличием свободного кремнезема в исходных породах в первом случае и отсутствием его во втором.

Теперь упомянем о других случаях талькообразования, которые в обеих разновидностях протекают одинаково и потому излагаемый ниже материал будет относиться уже ко всей группе плотных тальков в целом.

Охарактеризованный выше аподоломитовый тальк (в узком минералогическом смысле этого термина) имеет резко преобладающее значение на Чулак-Тау. На месторождении же Тешик-Тас он пользуется меньшим распространением и встречается преимущественно в зонах, наиболее удаленных от контакта с гранитами. По мере приближения к интрузии здесь наблюдается образование талька по более высокотемпературным минералам — тремолиту и диопсиду. Месторождение Тешик-Тас грубо может быть разбито на две примерно равные части. В северо-западной его половине, отвечающей периферической зоне контактного ореола, тальк

развивается по доломиту, как это было описано выше; в восточной же половине он замещает образованный ранее тремолит с сохранением его реликтов в тальковой или тальково-кальцитовой массе (табл. II, *5*). Наконец, у самого контакта с гранитами выделяется узкая зона, в которой тальк развивается по диопсиду, образуя вокруг него тонкие оторочки (табл. II, *6*).

На Чулак-Тау контакт доломитов с гранитами закрыт наносами. Поэтому диопсида в породах там не было встречено. Что же касается тремолита, то реликты его весьма часто обнаруживаются в рыхлых тальковых породах, приуроченных к широким поперечным зонам дробления.

Следовательно, помимо аподоломитового талька, могут быть выделены еще две генетические разновидности этого минерала: апотремолитовая и аподиопсидовая. Поскольку тремолит и диопсид являются более высокотемпературными минералами, чем тальк, то две последние его разности характеризуют собой регрессивный этап метаморфизма. С аподоломитовым тальком дело обстоит несколько сложнее. Как уже говорилось, особенностью метаморфизма изученных месторождений является незавершенность процесса на каждой температурной ступени. Это проявляется, с одной стороны, в сохранении низкотемпературных минеральных ассоциаций (включая и минералы исходных пород — доломит и кварц) при прогрессивном метаморфизме и, с другой — в сохранении высокотемпературных минералов на регрессивном этапе процесса. Поэтому аподоломитовый тальк может образовываться как в начальную фазу метаморфизма, при повышении температур, так и на заключительной его стадии (по сохранившемуся доломиту), когда температуры понизятся до того же уровня. Для выяснения этого вопроса можно воспользоваться реликтами высокотемпературных минералов.

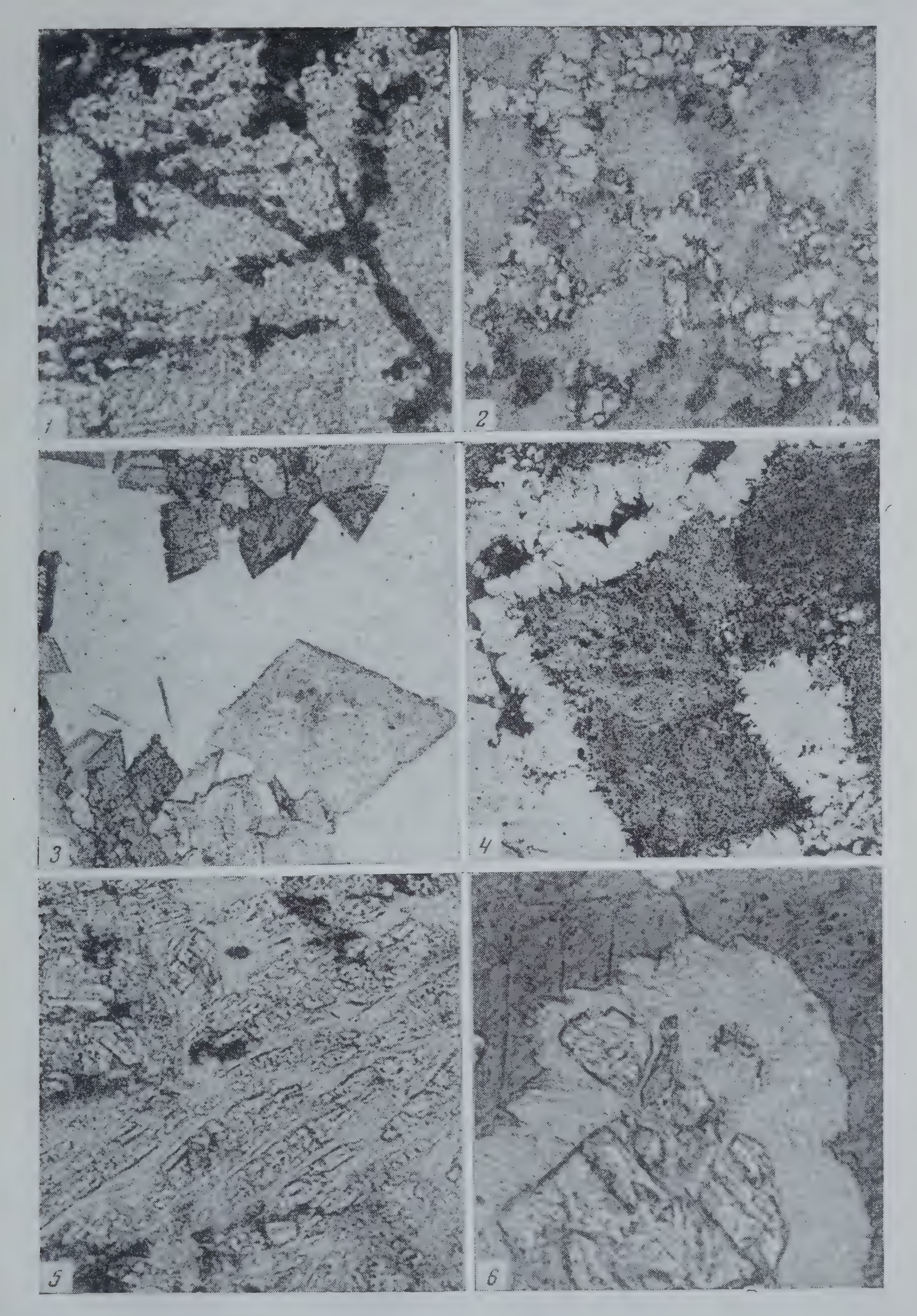
Так, если эти реликты отсутствуют и тальк является единственным магнезиальным силикатом (или сопровождается одним серпентином), что характерно для краевых частей контактных ореолов, то есть все основания относить аподоломитовый тальк к прогрессивной фазе метаморфизма. Если же в породе наблюдается совместное образование талька, скажем, по тремолиту и доломиту (что характерно для средних частей контактных ореолов), то вопрос о характере аподоломитового талька остается открытым.

Сохранение реликтов исходных пород и высокотемпературных минералов позволяет выделить для плотных тальков три минералогические разности пород и соответствующие им метаморфические зоны, занимающие определенное положение в контактных ореолах и характеризующиеся различными температурными условиями в прогрессивную фазу метаморфизма (табл. 4).

Таблица 4

Метаморфические зоны в тальковых породах Каратау

Зона	Положение в контактном ореоле	Температурная характеристика прогрессивной фазы метаморфизма
Тальково-диопсидовая	Внутренняя	Высокотемпературная
Тальково-тремолитовая	Промежуточная	Среднетемпературная
Тальково-доломитовая	Внешняя	Низкотемпературная



1. Доломитовая брекчия замещения с халцедоновым цементом. Халцедон — темно-серое. Шлиф Т-3, увел. 150, с анализатором
2. Брекчиевидная тальковая порода. Серое — тальково-кальцитовый агрегат, белое — кварц, черное — кальцит. Шлиф 7/37, увел. 30, без анализатора
3. Перекристаллизованный ромбический доломит на стенках полости, выполненной кварцем (кварц — белое). Шлиф Т-7, увел. 45, без анализатора
4. Ромбические тальково-кальцитовые псевдоморфозы по доломиту в полости, выполненной кварцем. Белое — кварц; черное — кальцит. Шлиф 7/4, увел. 70, без анализатора
5. Реликты тремолита в тальково-тремолитовой породе. Белое — тальк; черное — кальцит. Шлиф 1/53-2, увел. 90, без анализатора
6. Тальково-диопсидовая порода. Реликты диопсида в замещающем его тальке. Темно-серое — кальцит. Шлиф 77в-2, увел. 360, без анализатора

Надо полагать, что подобная зональность отмечается не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. Во всяком случае, таким образом можно наиболее логично объяснить слабое развитие «высокотемпературных» тальков на месторождении Чулак-Тау. Представляется, что бо́льшая часть современного среза этого месторождения находится в пределах внешней вертикальной зоны, чем и вызвано преобладающее распространение здесь тальково-доломитовых пород. Лишь по мощным поперечным брекчированным зонам, куда был облегчен доступ горячим растворам, произошло локальное развитие тремолита, впоследствии заместившегося тальком.

В заключение коснемся характера метасоматических процессов, приводящих к возникновению тальковых пород. В первую очередь следует отметить, что они сопровождаются интенсивным привносом кремнезема, играющего особую роль при образовании талька по чистым тамдинским доломитам. Из приведенного выше описания можно сделать вывод, что в осевых частях тектонических зон, развитых в тамдинских доломитах, преобладающим процессом образования талька является процесс, который ближе всего подходит к типу околотрещинного метасоматоза (Коржинский, 1953_{1-3}, 1955_1). В краевых же частях тектонических зон и в доломитовых горизонтах фосфоритной серии, содержащих включения первичного кварца и халцедона, ведущая роль в талькообразовании принадлежит биметасоматическому замещению.

Оба названные процесса являются разновидностями диффузионного метасоматоза. Диффузионному характеру талькообразования как будто бы противоречит значительный объем замещаемой породы. Однако если учитывать тот факт, что замещение идет одновременно по отдельным обломкам доломитовой брекчии, представляющим собой множество самостоятельных очагов, то указанное обстоятельство становится вполне объяснимым. Диффузионный же характер процесса подтверждается малой мощностью реакционных зон в этих очагах (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) как около трещин, так и по контакту кварцевых включений с основной доломитовой массой.

Известно, что характерной чертой диффузионных процессов вообще является ограниченность их проявлений в плотной породе. Следствием этого является важность тектонической подготовки пород для их замещения. Это подтверждается фактическим материалом, показывающим, что в крупных обломках всегда сохраняются доломитовые ядра, тогда как при тонком дроблении, примером чего может служить описанная выше брекчия замещения, биметасоматический процесс приводит к полному преобразованию исходной породы. Наиболее интенсивное дробление и истирание доломитов наблюдается в осевых частях тектонических зон. Поэтому и тальковые породы содержат здесь меньше доломитовых реликтов, чем в краевых частях, где они постоянно встречаются в большом количестве.

Таким образом, наличие доломитовых ядер (часто микроскопических размеров), являющихся центрами элементарных очагов процесса, и малая мощность реакционных зон подтверждают диффузионный характер метасоматоза. И, наоборот, последний позволяет объяснить загрязненность тальковых пород реликтовым доломитом и кварцем даже в тех случаях, когда не наблюдается избытка ни того ни другого.

Группа рыхлых тальков

Рыхлые тальки представляют собой выветрелые разности описанной выше группы. На Чулак-Тау они представлены двумя разновидностями: тальковыми брекчиями и порошковатыми тальками. Первые в большей

мере свойственны хлоритовым талькам, вторые — бесхлоритовым. Как те, так и другие приурочены главным образом к поперечным тектоническим зонам дробления. На Тешик-Тас преобладают порошковатые разности.

По минеральному составу рыхлые тальки отличаются от плотных значительно меньшей карбонатностью. Особенно отчетливо это проявляется в порошковатых разностях. Именно среди последних встречены наиболее чистые тальковые породы, практически не содержащие примесей и по своему химическому составу приближающиеся к теоретическому составу минерала. Однако размер таких участков невелик (десятки сантиметров), и в общей своей массе эти породы всегда содержат довольно значительное количество примесей (преимущественно кварца), а потому уступают аналогичным выветрелым талькам Киргитейского месторождения (Смолин, 1960_2; Полякова, Смолин, Эйделькинд, 1960; Наделяев, Смолин, 1958). На поверхности они нередко интенсивно огипсованы.

К сожалению, залежи рыхлых тальков не разведывались и масштабы их могут быть оценены лишь весьма приближенно. Между тем именно эти разности являются наиболее чистыми и легче обогатимыми, а следовательно, при промышленном освоении месторождений должны найти применение в первую очередь.

Не останавливаясь на подробной характеристике рыхлых тальков, которым посвящена специальная статья (Гапеев, 1960), рассмотрим лишь их генетическую позицию. Геологические данные говорят за то, что они являются главным образом продуктом древней коры выветривания. В пользу этого утверждения служат следующие аргументы.

1. В продольной тектонической зоне Чулак-Тау, к которой приурочена залежь плотных тальков, рыхлые разности встречаются лишь до глубины 3—4 *мм*. Следовательно, они, несомненно, являются гипергенным образованием.

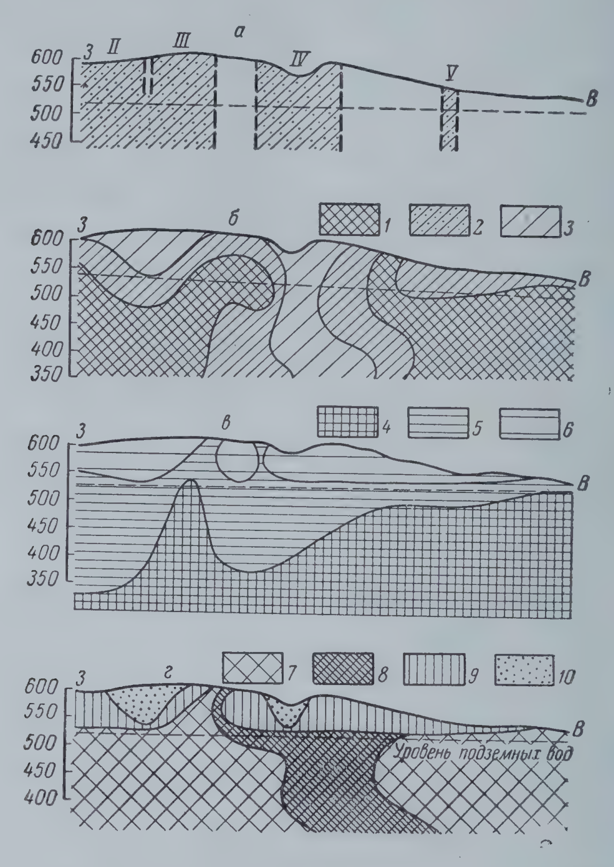
2. В поперечных тектонических зонах рыхлые тальки прослежены до глубины в 200 *м*, причем здесь встречены как их порошковатые разности, так и тальковые брекчии. Последнее указывает на то, что после своего образования первичные плотные тальки были раздроблены и переработаны. Если образование плотных тальков относится к заключительному этапу каледонского цикла, завершившегося внедрением гранитоидов, то брекчирование тальковых пород, по-видимому, следует относить к более позднему — варисскому тектогенезу и связывать его с омоложением поперечных тектонических зон. Последнее облегчило доступ поверхностных вод на глубину, что и обусловило линейное развитие коры выветривания.

3. Если бы это выветривание было современным, то оно ограничивалось бы зоной, лежащей выше уровня грунтовых вод, т. е. до глубины 75—80 *м*, ниже которой рыхлые тальки не могли бы образоваться. Между тем глубина их распространения, как мы видели, достигает 195 *м*, т. е. превышает эту величину более чем в 2 раза. Отсюда связь рыхлых тальков с древней корой выветривания становится очевидной.

К чему же сводится суть процесса их образования? Чтобы ответить на этот вопрос, рассмотрим вначале данные многочисленных химических анализов, полученные при эксплуатационной разведке фосфоритов Чулак-Тау.

На фиг. 3 показано распределение CO_2 в фосфоритном горизонте (в проекции на вертикальную плоскость), благодаря чему можно судить о поведении карбонатов в поверхностных и глубинных зонах. Чертеж свидетельствует о том, что количество карбонатов уменьшается к дневной поверхности, а в поперечных тектонических зонах дробления (*II* — *V*) и на глубине. Особенно четко это выражено для самой обширной централь-

ной тектонической зоны (*IV*), где изограды низких содержаний CO_2 уходят в общем вертикально вниз. В менее интенсивно раздробленных западных зонах (*II* и *III*, показанных совместно) они испытывают лишь некоторое погружение, опускаясь, однако, ниже уровня грунтовых вод.



Фиг. 3. Распределение средневзвешенного содержания CO_2, MgO и основных промышленных типов фосфоритов на месторождении Чулак-Тау (в проекции на вертикальную плоскость)

а — расположение поперечных тектонических зон; *б* — распределение содержания CO_2; *в* — распределение содержания MgO; *г* — распределение промышленных типов фосфоритов. *1*—*3* — зоны с различным содержанием CO_2: *1* — 12—8%, *2* — 8—4%, *3* — менее 4%; *4*—6 — зоны с различным содержанием MgO: *4* — более 4%, *5*— 4—2%, *6* — менее 2%; *7*—*10* — основные промышленные типы фосфоритных руд Чулак-Тау: *7* — доломитовый, *8*— кремнисто-доломитовый, *9*— известковый, *10* — выщелоченный; *II*—*V*— номера тектонических зон; пунктир—уровень грунтовых вод

Отсюда можно заключить, что процесс древнего выветривания сводился к выщелачиванию карбонатов из фосфатных пород.

Следующий чертеж (*в*) позволяет еще более конкретизировать сущность рассматриваемого процесса. Изображенные на нем изограды содержания окиси магния показывают, что MgO ведет себя в общем так же, как и CO_2. Низкие содержания MgO для массивных участков наблюдаются в поверхностной части разреза и на значительно больших глубинах (опять-таки ниже уровня грунтовых вод), в пределах тектонических зон. Увеличение количества MgO с глубиной свидетельствует о том, что процесс выветривания сводился к выносу его, т. е. к раздоломичиванию пород.

которое, как показывает ряд работ (Татарский 1953; Смолин 1955; Янатьева, 1954), идет при нормальных атмосферных условиях и представляет собой процесс химического выветривания.

За счет раздоломичивания поверхностная часть фосфоритов испытывает относительное обогащение кальцием, что позволяет выделять здесь выше уровня грунтовых вод известковистый тип фосфоритов, а в самих верхних частях тектонических зон еще и выщелоченные фосфориты, характеризующиеся пониженным содержанием MgO и CaO [1].

Уменьшение карбонатности в выветрелых рыхлых тальках показывает, что описанный процесс может быть распространен и на метаморфические тальковые породы. При этом грубо ориентировочно можно считать, что уменьшение содержания в них доломита связано с процессом раздоломичивания в древней коре выветривания, а вынос кальцита обусловлен современным выщелачиванием. Этот тезис, конечно, требует проверки и является сугубо предположительным. Несомненным, однако, остается тот факт, что при гипергенных процессах тальковые породы улучшают свое качество за счет выноса карбонатов и испытывают относительное естественное обогащение менее растворимой силикатной составляющей.

Химический состав всех описанных разностей тальковых пород приводится в табл. 5 совместно с анализами тальков из других месторождений аподоломитового типа.

В заключение раздела остановимся на вопросе карбонатности рассматриваемых тальков. Приведенная таблица показывает, что содержание карбонатов (главным образом кальцита) в плотных тальковых породах Каратау много выше, чем в тальках других месторождений. Это проявляется в значительном превышении содержания CaO над MgO — характерной особенности этих месторождений, отличающей их от всех других.

В чем причина столь высокой карбонатности рассматриваемых тальковых пород? Вызвана ли она каким-либо общегеологическим фактором и в таком случае является закономерной или является следствием каких-то частных условий? Нам думается, что есть возможность объяснить это явление с позиций глубинности.

Впервые такую попытку для апогипербазитовых тальков Урала сделал И. Ф. Романович (1960_4). В своей работе он исходил из положения Д. С. Коржинского об увеличении парциального давления CO_2 с глубиной, вследствие чего карбонаты являются устойчивыми в более глубинных фациях. В связи с этим при метаморфизме гипербазитов, как полагает И. Ф. Романович, роль углекислого метасоматоза по сравнению с кремнекислым возрастает с глубиной. А отсюда он приходит к выводу о более высокой карбонатности тальковых пород, образовавшихся на больших глубинах.

Не обсуждая справедливости этого положения для апогипербазитовых тальков, отметим лишь, что для аподоломитовых тальков Каратау оно неприемлемо, так как не согласуется с геологическими данными. В самом деле, тальковые камни Чулак-Тау и Тешик-Таса в среднем содержат от 30 до 60% карбонатов, большая часть которых представлена реакционным кальцитом. Исходя из приведенного выше положения, они должны рассматриваться как образования относительно больших (для тальковых месторождений) глубин. Однако, как мы видели выше, все тальковые залежи Каратау приурочены к обширным зонам тектонических брекчий, мощность которых колеблется от десятков до сотен метров. Согласно А. В. Пэку, В. И. Вольфсону и Л. И. Лукину (1960) подобные брекчированные

[1] Совершенно аналогичная картина для месторождения Ак-Сай была дана А. И. Смирновым (1959), впервые занявшимся вопросом выветривания фосфоритов.

Таблица 5

Химический состав тальковых пород, связанных с магнезиально-карбонатными породами (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	36,65	30,93	30,91	62,6	58,90	26,0	61,52	63,27	52,52	59,77	50,92	40,90
TiO_2	0,11	—	—	Нет	—	—	—	—	0,23	0,20	—	—
Al_2O_3	13,01	0,64	0,42	0,11	1,37	0,7	0,75	0,60	2,19	1,85	0,54	5,15
Fe_2O_3	1,22	0,41	0,09	0,11	0,31	0,1	0,49	0,37	0,60	0,28	0,10	0,79
FeO	—	—	—	—	—	—	—	0,19	0,22	1,02	0,28	—
MnO	0,03	—	—	—	—	—	—	—	0,016	0,05	—	—
MgO	15,46	14,91	20,03	31,84	30,27	25,4	30,76	30,21	26,37	30,92	29,18	22,41
CaO	20,99	25,30	24,03	1,95	2,32	17,6	4,00	0,19	6,69	0,43	0,52	8,84
K_2O	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	0,44	—	—	—
Na_2O	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	0,46	—	—	—
P_2O_5	5,59	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—
CO_2	0,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,88	—
H_2O^+	4,19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,61	—
H_2O^-	1,98	—	Следы —0,22	0,11	—	—	—	—	0,7	—	—	—
Потери при прокаливании	—	—	24,23	4,83	7,09	30,1	4,80	4,76	10,43	7,15	—	17,9

1 — хлоритовый тальковый камень, Чулак-Тау (обр. D-2, аналитик М. Г. Замуруева, ИГЕМ АН СССР); 2 — плотные бесхлоритовые тальково-карбонатные камни Чулак-Тау, среднее по 7 пробам (лаборатория ИГН АН Каз. ССР); 3 — плотные бесхлоритовые тальково-карбонатные камни, Тешик-Тас, среднее по 2 пробам (лаборатория ИГН АН Каз. ССР); 4 — порошковатый талькит, Чулак-Тау (лаборатория ИГН АН Каз. ССР); 5 — талькит, Биракан, среднее по 59 пробам, по данным М. В. Хромцова; 6 — тальково-карбонатный камень, Биракан, среднее по 291 пробе, по данным М. В. Хромцова; 7 — талькит плотный, Киргитей, средний состав по рядовым пробам; 8 — талькит порошковатый, Киргитей, средний состав по рядовым пробам, по данным В. Г. Аветикова, Э. И. Зинько, П. П. Смолина (1962); 9 — талькит, Онот, среднее из 12 анализов; 10 — талькит, Светлый Ключ, среднее из 6 анализов, 11 — талькит, Мэдок (Канада); 12 — талькит, Люзенак (Франция) по И. Ф. Романовичу (1960)

зоны в карбонатных породах характерны для глубин не более 1 *км*. На больших глубинах (2—3 *км*) брекчии отсутствуют, заменяясь трещинами с тектонической глинкой, а еще глубже следует зона повышенного рассланцевания, в которой отсутствуют уже и трещины, и глинка. Следовательно, с позиций этих авторов тальковые месторождения Каратау должны быть отнесены к наименее глубинным образованиям. Этот вывод подтверждается также и наличием пустот в брекчии к моменту талькообразования (см. выше), что, по мнению ряда исследователей, противоречит условиям большой глубинности (Коржинский, 1955 и др.).

Исходя из изложенного, приходится сделать вывод, что в данном случае для объяснения высокой карбонатности тальковых пород следует оперировать не устойчивостью карбонатов на больших глубинах, а каким-то иным фактором, который бы не противоречил геологическим данным.

Такой фактор, по нашему мнению, кроется в интенсивности выноса образующихся в процессе талькообразования карбонатов[1]. Роль подобного выноса была достаточно отчетливо показана выше, при рассмотрении рыхлых тальков. Там этот процесс является более поздним, наложенным на уже сформировавшиеся тальковые породы. Однако наличие невыветрелых малокарбонатных аподоломитовых тальков других месторождений, образующихся тем же путем, что и тальки Каратау, говорит за то, что вынос реакционного карбоната может происходить и в процессе самого талькообразования.

От чего же зависит интенсивность выноса карбонатов? По-видимому, она будет определяться следующими основными факторами: 1) растворимостью карбонатов, 2) скоростью движения растворов, 3) продолжительностью их циркуляции.

Относительное значение этих факторов определяется Ф. Дж. Тернером (1951) следующим образом: «Если течение жидкости между зернами породы является механизмом, с помощью которого удаляются компоненты, то растворимость этих компонентов в господствующих физических условиях есть главный фактор, определяющий скорость их выноса» (стр. 185).

Исходя из первостепенного значения фактора растворимости, остановимся на нем несколько подробнее. Известно, что растворимость карбонатов определяется главным образом содержанием в растворах углекислоты (Бушинский, 1954; Рухин 1958 и др.). Последнее, согласно Д. С. Коржинскому, зависит от внешнего давления, являющегося функцией глубины и в меньшей степени определяется температурой. Следовательно, чем больше глубина, тем большее количество CO_2 может находиться в растворе и тем больше карбонатов смогут удерживать в себе эти растворы.

К этому следует добавить, что независимо от содержания CO_2 растворимость кальцита несколько возрастает также и с увеличением самого давления. Следовательно, при одной и той же скорости и равном времени циркуляции растворов в одинаковом их объеме количество растворенных карбонатов в глубинных зонах будет больше, чем в условиях малых глубин. Значит, и вынос карбонатов из первых будет осуществляться легче, чем из вторых.

---

[1] Основные случаи образования талька на Каратау (по доломиту (1), тремолиту (2) и диопсиду (3) можно представить в следующем виде:
1. $3CaMg(CO_3)_2 + 4SiO_2 + H_2O = Mg_3(Si_4O_{10})[OH]_2 + 3CaCO_3 + 3CO_2$;
2. $3Ca_2Mg_5(OH)_2[Si_4O_{11}]_2 + 2H_2O + 6CO_2 = 5Mg_3(Si_4O_{10})[OH]_2 + 6CaCO_3 + 4SiO_2$;
3. $CaMg[Si_2O_6] + 3CO_2 + H_2O = Mg_3(Si_4O_{10})[OH]_2 + 3CaCO_3 + 2SiO_2$.
При наличии в породе доломита SiO_2, выделяющаяся во 2 и 3 реакциях, реагирует с ним по реакции (1). Поэтому наиболее существенной и постоянной примесью всегда является кальцит.

Отсюда можно сделать заключение, что условия для выноса реакционного кальцита из тальковых пород будут наиболее благоприятны в месторождениях, образовавшихся не на малых, а на больших глубинах. Это положение, как мы видели, целиком подтверждается на примере месторождений Каратау. Характерно, что и тальки Бираканского месторождения, наиболее близкие к каратауским (см. табл. 5), также приурочены к мощным зонам тектонических брекчий и, стало быть, подтверждают данное объяснение.

Аналогичной точки зрения на поведение карбонатов придерживаются С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко (1960). Эти авторы отмечают, что при увеличении давления растворимость углекислого газа увеличивается, вследствие чего возрастает концентрация ионов HCO_3^- и CO_3^{-2} как продуктов электролитической диссоциации образующейся углекислоты. Отмечая малую зависимость содержания и парциального давления CO_2 от температуры, а также то обстоятельство, что при гидротермальных процессах анион CO_3^{-2} является более сильным, чем анион SiO_3^{-2}, названные авторы далее указывают, что под действием углекислых растворов горные породы на глубине становятся неустойчивыми и разрушаются. При этом анион SiO_3^{-2} вытесняется из силикатов анионом CO_3^{-2}, в результате чего кальций, магний и железо в форме бикарбонатов обогащают раствор. Далее С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко (1960) пишут: «При продвижении растворов к поверхности в зоны меньшего внешнего давления углекислота улетучивается из растворов, что влечет за собой разложение бикарбонатов и осаждение карбонатов кальция, магния и гидратов железа. Этими же процессами, вероятно, объясняется образование на некоторой глубине от поверхности зон, обогащенных карбонатами и окислами железа, обнаруживаемых при бурении в районах термальных источников в Новой Зеландии и в Йеллоустонском парке в Северной Америке» (стр. 139—140).

Как видно из приведенной цитаты, авторы этой работы считают, что в условиях углекислых растворов карбонаты могут не только выноситься с больших глубин, но и переотлагаться в поверхностной зоне. По-видимому, подобная картина имеется и на тальковых месторождениях Каратау.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТАЛЬКОВ КАРАТАУ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Изложенный в предыдущем разделе материал показывает, что тальковые породы Каратау представлены несколькими разновидностями, образование которых в каждом конкретном случае определяется особыми геологическими условиями.

В первую очередь можно отметить два основных типа, которые уже фигурировали выше: плотные и рыхлые тальки. Первые возникают в процессе контактного метаморфизма доломитов на малых глубинах, следствием чего является их высокая карбонатность; вторые развиваются по плотным разностям при их выветривании, которое приводит к выщелачиванию карбонатов и относительному обогащению пород кремнеземом, а также к их дезинтеграции. Поэтому выделенные два типа могут быть названы, соответственно, первичными и вторичными, или же, чтобы подчеркнуть их генетическую сущность, гипогенными и гипергенными.

Гипогенные тальки развиваются по чистым тамдинским доломитам и по глиноземистым (мергелистым) доломитам фосфоритной и каройской серий. В первом случае образуются маложелезистые бесхлоритовые их

разности, во втором — железисто-хлоритовые тальковые породы. Поэтому среди гипогенных тальков есть все основания выделить два подтипа — аподоломитовый и апомергелисто-доломитовый.

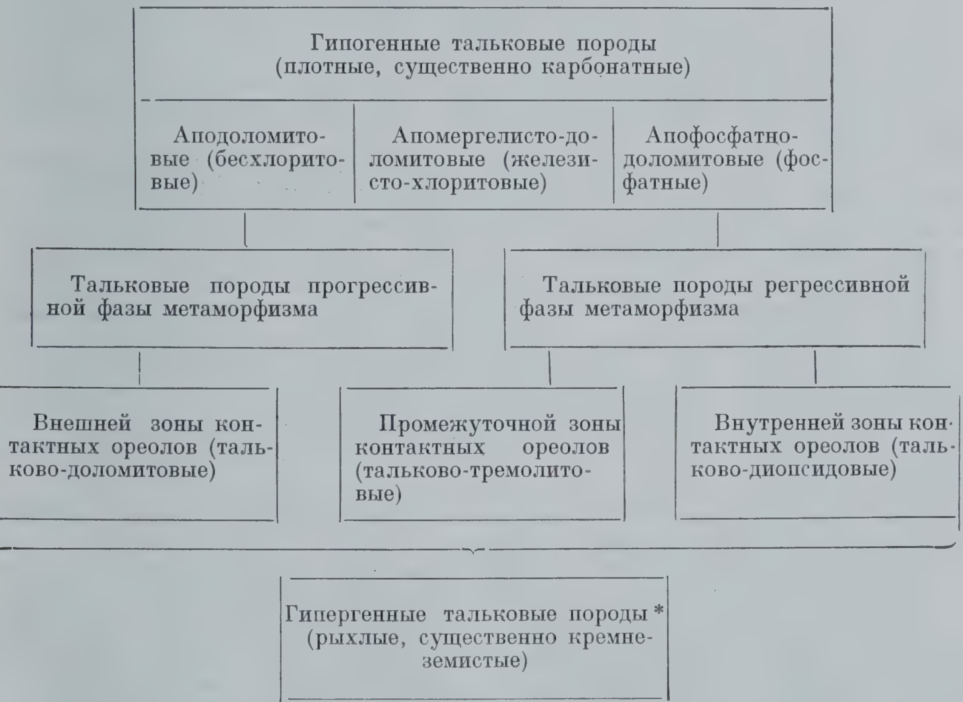
Среди них в зависимости от положения в контактном ореоле выделяются образования внешних, промежуточных и внутренних зон, соответствующие тальково-доломитовой, тальково-тремолитовой и тальково-диопсидовой разностям пород[1].

Поскольку в первой зоне тальк образуется преимущественно в прогрессивную, а в двух последних — в регрессивную стадию метаморфизма, то указанные выше три разновидности по времени образования самого талька целесообразно объединить в две группы — прогрессивную и регрессивную. Для первой характерен аподоломитовый, для второй — апотремолитовый и аподиопсидовый тальки.

Расположив названные разновидности в указанном выше порядке, приходим к генетической классификации тальков Каратау (табл. 6),

Таблица 6

Генетическая классификация тальковых пород Малого Каратау



* Дальнейшее подразделение гипергенных тальковых пород аналогично подразделению гипогенных тальков.

отражающей закономерности их локализации. Поскольку гипергенные тальки развиваются по гипогенным, то каждой разности последних соответствует аналогичная выветрелая разность в группе гипергенных тальков.

---

[1] Напомним, что во всех этих разностях всегда присутствует и значительное количество реакционного кальцита.

Это позволяет изобразить на схеме тальки гипергенного типа без их дальнейшего подразделения.

К сказанному следует добавить, что в любой из выделенных разностей может содержаться свободный кремнезем (в виде кварца или халцедона) и притом в весьма существенных количествах. Это не находит непосредственного отражения в классификации, поскольку в первичном распределении кремнезема отсутствуют какие-либо видимые закономерности. Однако можно отметить, что вследствие выщелачивания карбонатов из гипергенных тальков относительная роль в них кварца и халцедона в общем возрастает. Следовательно, предложенная классификация в определенной мере учитывает содержание свободного кремнезема и степень карбонатности тальковых пород.

Определив генетический характер каждой минералогической разновидности, теперь не составит труда уяснить и особенности их локализации, которые вкратце уже упоминались.

Плотные (гипогенные) тальковые породы распространены в доломитах по тектоническим зонам, возраст которых не моложе возраста гранитных интрузий. Гипергенные тальковые образования, представляющие собой выветрелые разности предыдущих, локализуются в поверхностных (до 3—4 *м*) частях плотных тальковых залежей как продукт современного выветривания. В омоложенных же тектонических зонах, где наблюдается мощное линейное развитие древней коры выветривания, гипергенные тальки распространяются на глубину, достигающую местами 200 *м*. С ними часто пространственно ассоциируют сыпучие разности фосфоритов желтого цвета.

Хлоритовые тальки образуются по доломитовым горизонтам фосфоритной серии, отличающимся, как было показано (табл. 3), повышенным содержанием глинозема, а бесхлоритовые — концентрируются в толще чистых тамдинских доломитов.

Наконец, тальково-доломитовые породы отвечают участкам развития биотитово-хлоритовой субфации, т. е. внешним зонам контактных ореолов. Соответственно, тальково-тремолитовые и тальково-диопсидовые разновидности, отвечающие участкам распространения альбитово-эпидотово-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, развиваются в их промежуточных и внутренних зонах. В сводном виде условия образования и локализации основных разновидностей тальковых пород Малого Каратау приведены в табл. 7.

Переходя теперь к более общим закономерностям размещения тальковых пород, можно отметить следующее.

1. Проявления талька в изученном районе связаны с доломитами, которые присутствуют лишь в средней части разреза нижнего палеозоя.

2. Тальковые породы образуются в контактных ореолах, где метаморфизм проявляется биотитово-хлоритовой субфацией, а ближе к интрузиям альбитово-эпидотово-амфиболитовой и амфиболитовой фациями.

3. За пределами контактных ореолов региональный метаморфизм не поднимается выше мусковитово-хлоритовой субфации, характеризующейся устойчивой ассоциацией «кварц—доломит», что исключает здесь возможность образования талька.

3. Контактно-метаморфические изменения в существенных масштабах проявляются лишь в каледонских тектонических зонах дробления. Тальк же образуется в тех случаях, когда эти зоны развиваются в доломитовых горизонтах.

В соответствии с этими положениями все известные к настоящему времени талькопроявления Каратау приурочены к юго-восточной оконечности полосы нижнепалеозойских пород, прорванных кислыми интрузиями.

Таблица 7

Схема образования и локализации основных разновидностей гипогенных тальковых пород малого Каратау *

Интрузия		Контактный ореол: Внутренняя зона — Тальк развивается по диопсиду	Контактный ореол: Промежуточная зона — Тальк развивается по тремолиту	Контактный ореол: Внешняя зона — Тальк развивается по доломиту	Вмещающий магнезиально-карбонатный комплекс нижнего палеозоя
Граниты и гранодиориты		Маложелезистые бесхлоритовые тальковые породы (тальково-диопсидовые)	(тальково-тремолитовые)	(тальково-доломитовые)	Чистые доломиты тамдинской серии
		Железисто-хлоритовые тальковые породы (тальково-диопсидовые)	(тальково-тремолитовые)	(тальково-доломитовые)	Железисто-глиноземистые доломиты фосфоритной серии
		Фосфатно-тальковые породы (тальково-диопсидовые)	(тальково-тремолитовые)	(тальково-доломитовые)	Доломитово-фосфатные породы верхней части фосфоритного горизонта
Максимальная фация метаморфизма (по Тернеру)		Амфиболитовая	Эпидотово-альбитово-амфиболитовая	Фация зеленых сланцев: Биотитово-хлоритовая субфация	Мусковитово-хлоритовая субфация
Основные процессы минералообразования	Прогрессивная фаза	$\underset{\text{доломит}}{CaMg(CO_3)_2} + 2SiO_2 = \underset{\text{диопсид}}{CaMg(SiO_3)_2} + 2CO_2$	$\underset{\text{доломит}}{5CaMg(CO_3)_2} + 8SiO_2 + H_2O = \underset{\text{тремолит}}{Ca_2Mg_5(OH_2)[Si_4O_{11}]_2} + \underset{\text{кальцит}}{3CaCO_3} + 7CO_2$	$\underset{\text{доломит}}{3CaMg(CO_3)_2} + 4SiO_2 + 2H_2O = \underset{\text{тальк}}{\lvert Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}] \rvert} + \underset{\text{кальцит}}{3CaCO_3} + 3CO_2$	Региональный метаморфизм (дробление и перекристаллизация при устойчивой ассоциации «кварц — доломит»)
	Регрессивная фаза	$3CaMg(SiO_3)_2 + 3CO_2 + H_2O = \underset{\text{тальк}}{\lvert Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}] \rvert} + \underset{\text{кальцит}}{3CaCO_3} + 2SiO_2$	$\underset{\text{тремолит}}{3Ca_2Mg_5(OH)_2[Si_4O_{11}]_2} + 2H_2O + 6CO_2 = \underset{\text{тальк}}{\lvert 5Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}] \rvert} + \underset{\text{кальцит}}{6CaCO_3} + 4SiO_2$	Окварцевание доломитов	
Основная фаза талькообразования		Регрессивная		Прогрессивная	Талькообразование отсутствует

* В зонах выветривания каждой из указанных разновидностей соответствует рыхлая декарбонатизированная разновидность тальковых пород гипергенного типа

Крайние пункты, в которых установлено наличие талька (месторождение Тешик-Тас на северо-западе и Джетым-Чоку — на юго-востоке), удалены друг от друга на расстояние 45 *км*. Ширина же тальконосной зоны в среднем составляет около 5 *км*. Таким образом, общая площадь района талькопроявлений достигает 200—250 *км*².

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение попытаемся произвести оценку тальконосности района с точки зрения установленных закономерностей. Прежде всего можно отметить, что единственными магнезиальными породами, развитыми в пределах северо-восточного склона Малого Каратау, являются нижнепалеозойские доломиты. Это сразу же ограничивает перспективную площадь рамками фосфоритоносного бассейна, на территории которого они прослеживаются.

Учитывая, что региональный метаморфизм нижнепалеозойских пород достигает лишь начальной ступени фации зеленых сланцев, следует признать, что образование тальковых месторождений регионально-метаморфического типа здесь маловероятно, хотя наличие контактирующих кремнистых и доломитовых горизонтов фосфоритной серии, а также установленный местами кремнисто-доломитовый состав тамдинской серии и создают для этого благоприятные предпосылки. Следовательно, реальные возможности образования тальковых месторождений существуют лишь в районе развития гранитоидных интрузий. (Этим определяется и контактный характер возможных здесь тальковых месторождений.) Отсюда перспективная площадь сокращается еще более и ограничивается юго-восточной половиной фосфоритоносного бассейна Каратау, где развиты гранитоидные интрузии.

Выше было показано, что окварцованные тамдинские доломиты являются краевыми зонами тальковых залежей. Если подобная зональность имеется и в вертикальном направлении, что кажется логичным, то крайней северо-западной точкой перспективной полосы, по-видимому, можно считать фосфоритное месторождение Ак-Сай, где прослеживается 100-метровая зона брекчированных и местами окварцованных доломитов (Смирнов, 1959; Гиммельфарб, 1953). На юго-востоке естественной границей является впадина оз. Бийлю-Куль, закрытая мощным чехлом четвертичных отложений. Это незначительно увеличивает площадь перспективного района по сравнению с приведенной выше цифрой района известных уже талькопроявлений.

В пределах указанной территории, помимо двух изученных месторождений, минералогическое присутствие талька, как указывалось вначале, установлено на фосфоритных месторождениях: Насын-Куль, Сулейман-Сай, Котур-Булак и Джетым-Чоку. Здесь известны также специфические разности метаморфизованных порошковатых желтых фосфоритов, сопутствующих рыхлым разновидностям тальков. Благодаря нормальному стратиграфическому контакту между фосфоритной и тамдинской сериями на перечисленных месторождениях возможно наличие как хлоритовых тальков, приуроченных к доломитам фосфоритной серии, так и бесхлоритовых разностей, развивающихся по тамдинским доломитам.

Следует подчеркнуть, что в промежутках между фосфоритными месторождениями, где фосфориты срезаны и каройская серия непосредственно контактирует с тамдинской, последняя изучена очень слабо. Между тем именно к тамдинским доломитам приурочены наиболее ценные маложелезистые разности бесхлоритовых тальков. Учитывая, что мощность тамдинских доломитов, слагающих нижнюю часть карбонатной толщи, составляет не менее 500 *м*, срезание нижних горизонтов ее не следует рас-

сматривать как фактор, неблагоприятный для образования тальковых месторождений. Примером тому может служить установленное нами развитие талька по тремолитизированным доломитам на северо-восточном склоне хр. Ак-Тау, между месторождениями Сулейман-Сай и Тешик-Тас. Можно полагать, что вся территория, занятая этим хребтом, от месторождения Ак-Сай до месторождения Чулак-Тау, является благоприятным районом для образования тальковых месторождений при соответствующей тектонической обстановке.

К сожалению, тектоника тамдинской серии изучена недостаточно и в настоящее время можно руководствоваться лишь такими косвенными ее проявлениями, как развитие саев (продольных и поперечных) и отсутствие обнаженности. Подобные признаки обычно характеризуют наличие брекчированных зон.

Вследствие высокой карбонатности плотных тальков первостепенный интерес должны представлять вторичные выветрелые тальковые породы, приуроченные преимущественно к участкам линейного развития древней коры выветривания.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Н. Ф. Константинов

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ И НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ТАЛЬКИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СЕРПЕНТИНИТАХ

(на примере месторождений Южного Урала)

Относительно генезиса апосерпентинитовых талькитовых месторождений существует обширная литература. В настоящее время почти у всех исследователей, занимающихся проблемой генезиса талькитов, не вызывает сомнений низкотемпературный аллометаморфический характер процесса. Химизм реакций отальковання сравнительно прост и заключается в преобразовании молекулы серпентина (или ортохлорита) под действием кремнекислых растворов в молекулу талька — листоватого гидросиликата магния, являющегося наиболее устойчивым минералом в условиях среды, богатой SiO_2, при низкотемпературном характере метаморфизма.

Парагенетическая ассоциация минералов, образующихся в результате этого процесса, состоит из талька, хлорита, карбоната (чаще всего брейнерита), нередко также биотита и актинолита (или реже тремолита). В соответствии с принципом метаморфической дифференциации веществ эти минералы слагают характерные зоны, которые располагаются в определенной последовательности на контакте серпентинита с обогащенной кремнеземом силикатной породой.

До сих пор наиболее спорным в проблеме генезиса талькитов является вопрос об источнике кремнезема. Гипотеза магматической десиликации, предложенная А. Е. Ферсманом, мало применима для объяснения зональности на месторождениях талькитов, хотя бы ввиду существования аналогичной зональности не только в контакте пегматитов и интрузивных пород с серпентинитами, но и в контакте серпентинитов с вмещающими парапородами. Распространенные в настоящее время взгляды на происхождение кремнезема можно подразделить на две основные группы: 1) кремнезем заимствовался в процессе контактово-реакционного метасоматоза из алюмосиликатных пород и 2) кремнезем привносился гидротермальными растворами.

А. Н. Филлипс и Г. Гесс (Phillips, Hess, 1936), Д. С. Коржинский (1955) и ряд других геологов подходят к решению вопроса генезиса талькитовых апосерпентинитовых месторождений с позиций метаморфической дифференциации и контактово-реакционного метасоматоза, придавая основное значение обменным реакциям, протекавшим между химически неравновесными породами — серпентинитами и силикатными вмещающими породами.

Главным фактором процесса формирования метаморфических зон Филлипс и Гесс считали температуру; воздействие «напряженных усилий» представлялось им весьма незначительным, о чем свидетельствуют слабые изгибы в контактах, которые были изучены на целом ряде талькитовых месторождений, приуроченных к так называемому Аппалачскому серпентинитовому поясу. По мнению Д. С. Коржинского (1955), «гипотеза Филлипса и Гесса как бы синтезирует разумные положения десиликационной и гидротермальной гипотез» (стр. 414).

В работах Д. С. Коржинского закономерность образования мономинеральных зон на контактах серпентинитов с силикатными породами (с более молодыми гранитоидами или с более древними гнейсами, филлитами) рассматривается по аналогии с процессом формирования магнезиальных скарнов, так как инертные компоненты, определяющие диаграмму состав — парагенезис реакционных биметасоматических зон при талькообразовании, те же самые, что и в магнезиально-скарновом процессе, а именно: процесс идет при инертности Al_2O_3, SiO_2, MgO и при подвижности щелочных металлов, кальция и пр.

На основе представлений о контактово-реакционном происхождении месторождений талька была предпринята даже попытка классифицировать талькитовые образования по принципу преобладающего метасоматического процесса. Так, в статье И. Ф. Романовича (1960) все талькитовые месторождения подразделены на следующие типы: биметасоматически-инфильтрационный, инфильтрационно-биметасоматический, инфильтрационный. При этом в качестве обоснования для подобного разделения взят тезис о «симметричном строении биметасоматических зон» в отличие от инфильтрационных зон.

Однако один признак «симметричного строения биметасоматических зон» представляется недостаточным для построения на его основе генетической классификации талькитовых месторождений, и для различения инфильтрационных и биметасоматических колонок необходимы еще другие критерии. При сходном строении колонок метасоматической зональности принципиальная разница между контактово-инфильтрационным метасоматозом и биметасоматозом, под которым Д. С. Коржинский (1955) понимает «диффузионное взаимодействие пород, происходящее с участием поровых растворов, просачивающихся в направлении, поперечном к контакту пород», заключается в следующем:

1) в различном характере поведения Al_2O_3, который является более инертным компонентом при биметасоматозе и проявляет известную подвижность в инфильтрационном процессе, что и приводит к возможности образования более высокоглиноземистых минералов в последнем случае (стр. 405);

2) в наличии в диффузионной (или биметасоматической) колонке минералов переменного состава, тогда как переменность состава минералов в инфильтрационной колонке весьма ограничена (стр. 359).

Осложнением в разграничении биметасоматических и контактово-инфильтрационных месторождений является нередко совместное проявление этих процессов в пределах одного месторождения и даже одного контакта. В связи с этим Д. С. Коржинский считает целесообразным объединение процессов биметасоматоза и контактово-инфильтрационного метасоматоза в единую группу «контактово-реакционных» процессов.

Таким образом, для строгого выделения групп талькитовых месторождений по принципу преобладающего метасоматического процесса, естественно, необходимо или детально обосновать группы по имеющимся отличительным признакам, или найти новые критерии. Таких полных доказательств в работе И. Ф. Романовича (1960) не приведено. Более того, ряд место-

рождений Миасского тальконосного района на Южном Урале, отнесенных этим автором к биметасоматическому типу, согласно принятому в статье обоснованию по симметричности метаморфических зон, при ближайшем рассмотрении не укладывается в этот тип. Так, например, сочетание зоны биотитизации и хлоритизации вмещающих силикатных пород в несколько сотен метров по мощности с маломощной (несколько метров) талькитовой зоной в Чебаркульском районе Челябинской области автор склонен объяснить вертикальным сносом компонентов, но в этом случае неясно, почему в процессе биметасоматоза в пределах одного контакта сносится SiO_2, в то время как MgO, необходимый для широкого развития процессов биотитизации и хлоритизации вмещающих пород, доставляется поровыми растворами без вертикального сноса. Одно из двух, или процесс не может быть классифицирован как биметасоматический, или необходимо привести более убедительные доказательства в пользу биметасоматоза.

Кроме того, в статье проводится мысль о решающем влиянии на характер контактово-реакционного процесса самого положения контакта, а именно: автор доказывает, что в случае крутопадающего контакта серпентинитов в сторону силикатной вмещающей породы (или более молодого гранитоида) MgO диффундирует в большом количестве и, таким образом, здесь имеется встречная диффузия компонентов MgO и SiO_2, в случае же пологого налегания гипербазитов на алюмосиликатные породы почти нет встречной диффузии MgO и, таким образом, процесс может быть назван инфильтрационно-метасоматическим. По мнению автора, Джетыгаринское тальковое месторождение, отнесенное к группе биметасоматически-инфильтрационных талькитовых месторождений, является примером влияния, которое оказывает на ход процесса подобное пологое падение контакта.

Фактический материал поДжетыгаринскому месторождению не подтверждает мнения И. Ф. Романовича (1960). Независимо от положения контакта плагиогранит-порфиры слабо серицитизированы и хлоритизированы, причем процессы хлоритизации нередко выражены лишь частичным замещением основной массы или они вовсе не проявлены, и в то же время серпентиниты в контакте могут быть полностью или в значительной степени отальклованы и карбонатизированы. Таким образом, доля участия биметасоматоза в процессе отальковавания в данном случае ничтожна. Поэтому вряд ли целесообразно месторождения подобного типа относить к группе биметасоматически-инфильтрационных.

Таким образом, предпринятая И. Ф. Романовичем попытка классификации месторождений талькитов по принципу преобладающего метасоматического процесса не может быть признана удачной из-за отсутствия убедительных доказательств в пользу выделенных генетических типов и групп и, более того, ввиду отмеченных противоречий в примерах с представлениями об их генетическом типе.

Таким образом, на рассмотренном примере можно видеть трудности, которые возникают при использовании контактово-реакционной гипотезы в представлениях о генезисе месторождений талькитов. Большинство геологов, изучавших процесс гидротермального метаморфизма серпентинитов с образованием мономинеральных зон биотита, хлорита, талька, актинолита, придерживаются представлений о привносе кремнезема с глубины. Не отрицая полностью роли обменных реакций между серпентинитами и более кремнеземистыми силикатными породами, многие исследователи склонны приписывать этим реакциям второстепенную роль при формировании месторождений.

Природа гидротермальных растворов объясняется этой группой исследователей по-разному. Так, В. Н. Лодочников (1936, стр. 319) считает,

что кремнекислые гидротермальные растворы, согласно предложенному им правилу полярности, генетически связаны с последним этапом формирования гипербазита.

Большая группа геологов, М. А. Усов, Б. Я. Меренков, П. М. Татаринов, Б. П. Уральский, Г. А. Георгиевский и другие, связывают процесс гидротермального метаморфизма серпентинитов с воздействием интрузий кислого или среднего состава. Причем М. А. Усов (1939) при исследовании гипербазитовой формации Западной Сибири высказал мнение о большом значении для формирования тальконосных зон в серпентинитах степени их рассланцевания. Б. Я. Меренков (Меренков, Толстихина, 1958), изучая ряд месторождений талька в Миасском районе, также пришел к выводу о значительном влиянии на ход процесса оталькования структурно-текстурных особенностей серпентинитов.

Среди работ зарубежных исследователей, разделяющих точку зрения о гидротермальном происхождении талькитов, можно назвать статью Джильсона (Gyllson, 1927), где автор приходит к выводу о весьма сложном, комплексном составе метаморфизующих гидротерм. Учитывая сравнительно простой и постоянный парагенезис минералов для подавляющего большинства месторождений талькитов в серпентинитах различных регионов земного шара, можно поставить под сомнение сложность состава гидротерм у Джильсона.

Обобщая сказанное, необходимо сделать следующий предварительный вывод. Для геологов, разделяющих точку зрения биметасоматического (или диффузионного) генезиса талькитов, характерно детальное освещение геохимической стороны процесса формирования талькитоносных зон, причем нередко с некоторым недоучетом структурно-текстурных и тектонических факторов, способствующих процессу образования месторождений. В то же время сторонники гидротермального происхождения месторождений талькитов накопили достоверный материал, показывающий, что учет лишь метаморфической дифференциации компонентов не дает возможности сделать полноценные выводы, которые в совокупности могли бы решить ряд спорных вопросов в проблеме оталькования и наметить основные закономерности размещения талькитовых месторождений в серпентинитах.

Приведенный ниже фактический материал по ряду талькитовых апосерпентинитовых месторождений Южного Урала, по-видимому, может представлять интерес для определения роли и значения различных факторов в процессе формирования талькитов, что в свою очередь позволит разработать основные критерии для выяснения закономерностей распространения тальконосных зон в серпентинитах.

В пределах восточного склона Южного Урала насчитывается свыше двухсот талькитовых месторождений, приуроченных в основном к периферическим деформированным зонам серпентинитовых массивов. Вмещающий комплекс представлен разнообразными древними метаморфическими породами: слюдистыми кварцитами (месторождения Кирябинское, Пугачевское, Козьмо-Демьяновская группа месторождений и т. д.), углисто-кремнистыми сланцами нижнего палеозоя (Ново-Буровское, Карпова Заимка и др.), кварцево-хлоритово-серицитовыми сланцами палеозоя (Бикиляр, Весеннее и др.) и, наконец, зеленокаменными породами амфиболово-эпидотово-слюдистого состава (Курочкино и др.).

Нередко в пределах участка одного талькового месторождения комплекс вмещающих силикатных пород может быть представлен различными типами. Так, месторождение Новое, расположенное в 30 *км* юго-восточнее Миасса, представлено серией линзообразных талькитовых залежей, залегающих среди углисто-кремнистых сланцев с прослоями кварцево-

хлоритово-серицитовых и кварцево-слюдистых пород. В пределах месторождения, кроме того, имеют распространение породы зеленокаменной полосы, представленные измененными основными эффузивами порфиритового типа.

В пределах Наелинского месторождения, находящегося в 35 *км* к северу от Миасса, зоны оталькования приурочены к узким приконтактовым зонам серпентинитов с различными породами зеленокаменного комплекса—порфиритами и их туфами, туффитами, амфиболитами. На Ново-Тагильском месторождении линзы талькитов залегают в контакте серпентинитов с парасланцами кварцево-хлоритово-серицитового или углисто-кремнистого состава.

Наконец, залежь месторождения Красная Поляна представляет собой сложно расщепленные линзовидные тела талькитовых, тальково-хлоритовых или карбонатно-тальково-хлоритовых пород, которые генетически связаны с метаморфизмом парасланцев углисто-кремнистого и биотитово-кварцевого состава (Меренков, Константинов, 1960).

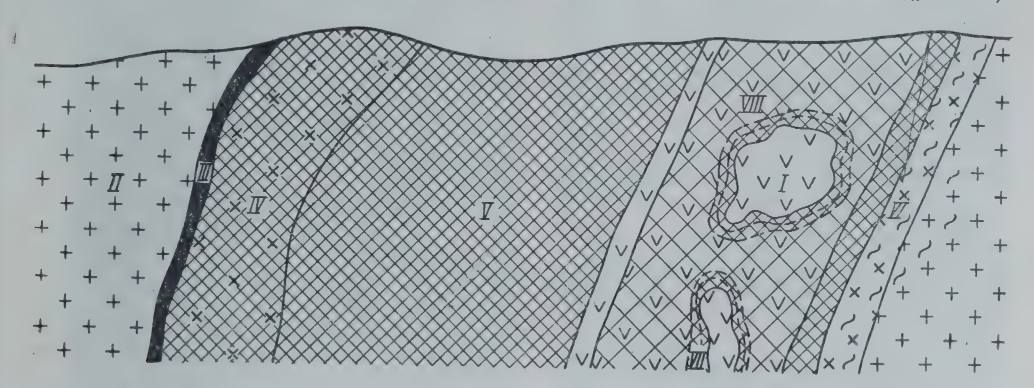
Несмотря на подобное разнообразие вмещающих, талькитовые залежи пород, минеральный состав метаморфических зон выражен, как правило, биотитом (или хлоритом), тальком (часто в ассоциации с карбонатом), актинолитом или тремолитом. В составе тальково-карбонатной зоны нередкими являются серпентин и эпидот. Биотит, серпентин и актинолит имеют явно протогенный характер.

Все изученные талькитовые месторождения приурочены к зонам, сопровождающим тектонические разломы глубинного заложения, что позволяет в качестве основной закономерности размещения месторождений считать благоприятное структурное положение серпентинитового массива в общем тектоническом плане района. Именно положение серпентинитового массива в структуре района определяет возникновение и формирование периферических зон отслаивания и сланцеватости, трещин скалывания и разрывных нарушений. Эти зоны повышенных деформаций, нередко сопровождаемые участками более интенсивной антигоритизации гипербазита, и подверглись в первую очередь процессу низкотемпературного метаморфизма с образованием талькoносных зон. Можно заметить, что указанная закономерность позволяет решать и обратную задачу, а именно: изучение и картирование талькoносных и сопровождающих их метасоматических зон дает возможность определить тектонические особенности района, направление, интенсивность и общий характер динамических напряжений.

Наиболее крупные и высококачественные тальковые месторождения (стеатитового типа) часто пространственно приурочены к периферическим зонам серпентинитовых массивов, осложненных внедрением даек кислого состава. Таковы Козьмо-Демьяновская группа месторождений и, вероятно, Джетыгаринское и Киембайское. Характер метаморфической зональности на тальковых месторождениях, связанных с дайками кислых пород, существенно не изменяется, за исключением того, что тальк представлен стеатитовой разностью, а актинолит нередко присутствует в несколько большем количестве. Дайки кислого состава (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры) на контакте нередко значительно биотитизированы и хлоритизированы, иногда полностью хлоритизированы (Новогодняя залежь Козьмо-Демьяновского месторождения) на интервале до 15 *см* по мощности.

Контакт зоны хлоритизации с талькитами резкий, степень хлоритизации заметно повышается в направлении к контакту. Вместе с тем плавных переходов к сравнительно свежей дайке также не наблюдается, и в сущности мы имеем хорошо выдержанную по мощности и в деталях по-

вторяющую поверхностную структуру дайки, хлоритовую кайму, где, кроме господствующего светло-зеленого хлорита, образующего сноповидные или звездчатые, тесно сросшиеся агрегаты, присутствуют отдельные зерна кварца, иногда импрегнированные мелким альбитом. Структурно-текстурные особенности кислых даек в этих зонах нередко сохраняются, как, например, контакты кварцевого альбитофира с серпентином на залежи Юбилейная (фиг. 1). На Новогоднем месторождении зона хлоритизации представлена массивной плотной породой, в которой не удается рассмотреть характерных черт материнского гранитоида (фиг. 2).



Фиг. 1. Характер и положение в метасоматической зональности диффузионных хлоритов. Разрез залежи Юбилейной:

I — серпентинит, *II* — кварцевый альбитофир, *III* — хлоритовая оторочка, *IV* — хлоритово-тальковая порода, *V* — талькит, *VI* — вермикулитово-хлоритовая порода, *VII* — сланцеватый талькит, *VIII* — оталькованный серпентинит.

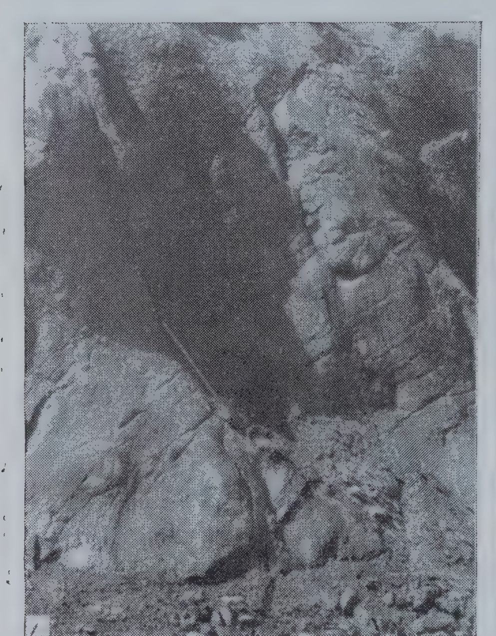
Подобные образования, названные американскими горняками и геологами зонами «черная стена» (black wall), являются несомненно диффузионными метасоматическими породами, и их происхождение не вызывает сомнения.

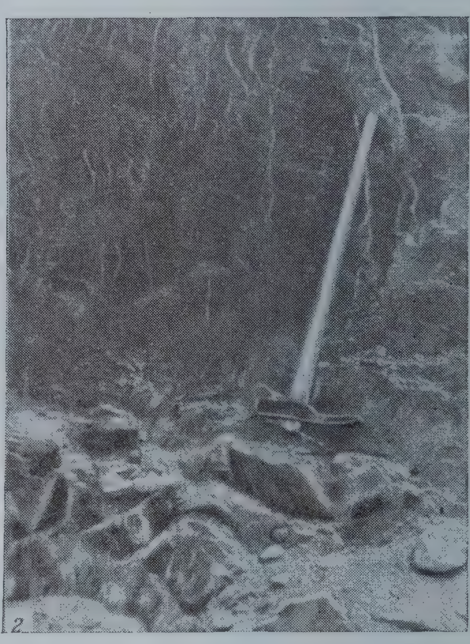
В приведенных ниже химических анализах отмечается определенная закономерность в содержании SiO_2, MgO, Al_2O_3 и щелочей для этого типа пород, которая хорошо иллюстрирует миграцию компонентов с помощью поровых растворов в контакте гранитоида с серпентинитом.

В самом деле, химические анализы пород из этой зоны показывают, что по мере движения от неизмененного или слабо измененного кварцевого альбитофира к серпентиниту значительно падает содержание SiO_2 — от 64,48 до 22%; растет содержание MgO и $Fe_2O_3 + FeO$, уменьшается количество щелочных металлов; значительно увеличивается содержание кристаллизационной воды (табл. 1). Минералогически эти изменения выражаются в постепенной хлоритизации основной массы и вкрапленников кварца и серицитизации альбита, полной хлоритизации биотита, с выделением титана в форме игольчатого рутила по спайности, замещения серицита хлоритом и, наконец, в почти полной хлоритизации кварцевого альбитофира и в превращении его в хлоритит с отдельными, сильно корродированными реликтами кварца и серицита.

Кроме того, измерения показателей преломления (Nm) у хлоритов из этой зоны показывают неуклонное их повышение по мере движения по зоне от кварцевого альбитофира к серпентиниту (табл. 2), т. е. здесь постепенно выравнивались химические потенциалы минерала, что является характерным признаком именно для диффузионно-метасоматического процесса.

Следовательно, после консолидации гранитоидов в контакте с серпентинитами имели место реакции диффузионного метасоматоза с обогащением приконтактовых зон серпентинита кремнеземом, который участвовал в реакциях талькообразования. Но анализ мощностей зон показывает, что доля участия «освобожденного» из маломощной зоны хлоритизации кремнезема в процессе формирования мощной в несколько десятков метров зоны





Фиг. 2. Облик отдельных оторочек на талькитовых месторождениях

1. Диффузионно-метасоматическая хлоритовая оторочка (темное) в контакте кварцевого альбитофира с серпентинитом. Месторождение Новогоднее. 2. Ядро массивного серпентинита, рассеченное жилками серпофита, окружено сланцеватым талькитом (светлое); месторождение Кирябинское

массивного талька ничтожно мала и что реакции биметасоматоза играли малую роль в общем инфильтрационном метасоматическом процессе талькообразования. Для решения вопроса о возможности и степени участия биметасоматических процессов при формировании зон талькитов в контакте серпентинитов с силикатными вмещающими породами, по мнению автора, необходимо выяснение природы сланцеватости как вмещающих пород (углисто-кремнистых, кварцево-хлоритово-серицитовых или филлитовых сланцев и др.), так и апосерпентинитовых пород.

Изучение сланцеватых тальково-карбонатных пород из различных месторождений (Красная Поляна, Поляков Лог, Кирябинское и др.) показало, что какая-либо ориентировка в расположении кристаллов карбонатов в породе отсутствует, а сланцеватая текстура обусловлена линейным расположением удлиненных тальковых чешуек. Вместе с тем отсутствуют и какие-либо следы перекристаллизации под давлением или признаки деформации, раскалывания, или двойникования в кристаллах карбонатов (брейнерита или реже кальцита). Согласно же экспериментальным данным Гиггса и Гиндина (Higgs, Hindin, 1959), эффекты деформации в кристаллах карбонатов при давлении и повышенной температуре непременны и выражены тем резче, чем большая роль иона Mg в кристаллической

Таблица 1

Химический состав пород из зоны биметасоматоза в залежи Юбилейная (в вес. %)

Компонент	Кварцевый альбитофир	Хлоритизированный альбитофир	Интенсивно хлоритизированный альбитофир	Хлорит с реликтами кварца
	I	II	III	IV
SiO_2	64,48	47,00	39,48	22,00
TiO_2	0,29	0,78	Не обн.	1,17
Al_2O_3	22,71	25,62	12,14	36,82
Fe_2O_3	2,00	2,78	2,39	2,75
FeO	0,90	2,90	6,63	6,35
MnO	0,03	0,10	0,14	0,14
CaO	1,67	1,75	0,14	2,22
MgO	1,45	7,71	28,86	28,47
K_2O	1,89	1,83	—	0,80
Na_2O	2,75	4,54	—	0,06
H_2O^+	0,20	2,39	6,37	7,21
H_2O^-	Не обн.	0,52	0,20	0,56
Потери при прокаливании	1,30	1,65	2,63	3,75
Сумма	99,67	99,57	99,98	109,58

решетке. Карбонат в тальконосных зонах на месторождениях Южного Урала представлен, как правило, существенно магнезиальным карбонатом типа брейнерита. Образование кристаллов карбоната, по-видимому, шло одновременно с талькообразованием, так как гидротермальные растворы

Таблица 2

Изменения светопреломления хлорита в зоне биметасоматоза залежи Юбилейная

Порода	Nm хлорита в породе
Кварцевый альбитофир, слабо хлоритизированный	1,579
Кварцевый альбитофир, интенсивно хлоритизированный	1,579
Хлоритовая порода с реликтами структурно-текстурных особенностей кварцевого альбитофира	1,582
Хлорит с реликтами кварца	1,585
Хлорит с реликтами кварца	1,586
Хлорит близ контакта с серпентинитом . . .	1,588

имели углекислый и кремнекислый состав. В случае пострудных (т. е. после образования талькита) динамических воздействий склонный к пластическим деформациям тальк непременно должен был передавать эти напряжения на кристаллы карбонатов, что должно было привести к результатам, описанным несколько выше.

Учитывая приведенные факты, можно придти к выводу, что сланцеватость апосерпентиновых и вмещающих силикатных пород является дорудной (или одновременной с процессом талькообразования), что позволяет судить о второстепенной роли диффузионных метасоматических реакций. которые проходили на широком фоне инфильтрационных процессов, создавших мощные тальконосные зоны. Действительно, течение реакций с участием поровых растворов, просачивающихся в поперечном направлении к контакту, было затруднено самим характером расположения плоскостей сланцеватости контактирующих пород, которые, как известно, являются наиболее предпочтительными для движения растворов. Это обстоятельство, по-видимому, дает возможность судить о крайне ограниченном участии поровых растворов в формировании тальконосных зон. Вместе с тем описанные текстурные особенности контактов серпентинитов с силикатными породами крайне благоприятны для течения процессов низкотемпературного инфильтрационного метасоматоза, тем более, что низкотемпературные метасоматические реакции происходят энергичнее в нарушенных деформациями участках пород.

Зависимость степени метаморфизма от текстурных особенностей серпентинитов наблюдалась в стенке карьера залежи Заячий Приют, относящейся к Козьмо-Демьяновской группе талькитовых месторождений. Линзовидная, сильно рассланцованная залежь тальконосных пород со следами скручивания плоскостей сланцеватости располагается в окружении вертикально падающих кварцево-хлоритово-серицитовых сланцев, которые образуют как бы своеобразный жесткий каркас. Контакт этих сланцев с апосерпентинитовыми породами резкий. По мере движения от восточной стенки карьера тонко разлистованные талькиты постепенно переходят в грубо рассланцованные, а местами даже в массивные тальково-хлоритово-серпентиновые и тальково-серпентиновые породы.

На Кирябинском месторождении талька, в восточном борту карьера, обнажаются ядра серпентинитов, рассеченные тонкой системой трещин, выполненных карбонатом, серпофитом или ломким хризотил-асбестом. По периферии ядер располагаются сланцеватые серпентиново-тальковые породы, причем сланцеватость этих пород ориентирована по контуру ядер. Далее за зоной серпентиново-тальковых сланцеватых пород следует зона более тонко рассланцованного талька значительной мощности (табл. II, *2*).

Эти факты лишний раз подтверждают большое значение степени деформации пород для течения низкотемпературных реакций метасоматоза.

Таким образом, реакции талькообразования в периферических зонах серпентинитовых массивов происходили в нарушенной деформациями минеральной среде (главным образом зоны рассланцевания, а также трещины скалывания, разрыва и т. д.), причем ориентировка плоскостей сланцеватости, как правило, параллельна контакту с вмещающими породами или они расположены под острым углом к контакту.

Относительно ориентировки сланцеватости вмещающих пород следует сказать, что она безусловно связана с воздействием тех же динамических сил, которые привели к образованию зон рассланцевания в серпентинитах и почти всегда ориентирована параллельно крутопадающим контактам. Интересно в связи с этим заметить, что на ряде талькитовых месторождений Аппалачского серпентинитового пояса в штате Вермонт Филлипсом и Гессом были описаны случаи полного отсутствия хлоритовой и тальковой оторочек на контакте серпентинитов и вмещающих сланцев. В непосредственной близости к этому «пассивному» контакту, на его продолжении в пределах того же рудника, расположены сравнительно мощные (до 2—3 *м*) сланцеватые зоны талька и хлорита, приуроченные к контакту карбонатсодержащих филлитов и серпентинитов.

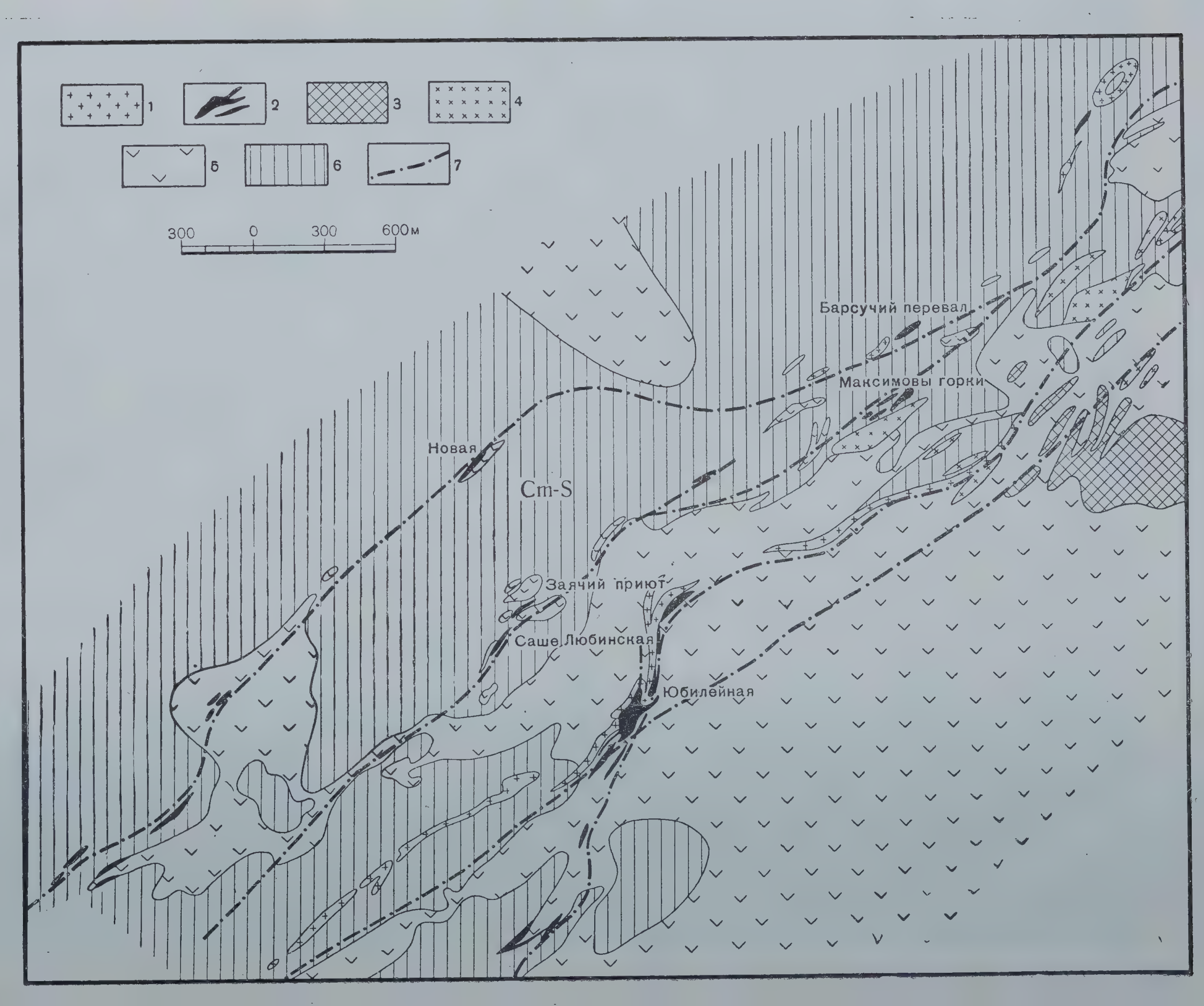
С точки зрения биметасоматоза это явление не находит удовлетворительного объяснения. Принимая инфильтрационную природу хлоритовой и тальковой зон, можно предполагать в первом случае наличие контакта без существенных деформаций сближенных пород. Приведенные выше данные, а именно: 1) независимость парагенезиса минералов зон тальковых месторождений от состава вмещающих пород, 2) приуроченность зон к деформированным приконтактовым участкам пород и, наконец, 3) дорудный (или одновременный с формированием зон) характер сланцеватости метаморфических пород, по-видимому, позволяют уверенно судить об инфильтрационно-метасоматической природе минеральных тальконосных зон, а генезис талькитовых апосерпентинитовых месторождений связать с региональным низкотемпературным метаморфизмом серпентинитов, вероятно, совпавшим по времени с заключительным этапом формирования складчатых сооружений Урала. Гранитоидные интрузии, внедрившиеся в ослабленные разрывными нарушениями зоны, создали характерный магматогенный геотермический режим (Овчинников, 1957), весьма благоприятный для течения химических реакций низкотемпературного метаморфизма. Ослабленные деформациями краевые зоны серпентинитовых массивов также претерпели сильные изменения в процессе герцинского складкообразовательного цикла. Характерные формы их внедрения (лакколиты, акмолиты) трансформировались в факолиты, вытянутые параллельно линейно-складчатым структурам. Эти ослабленные деформациями зоны явились своеобразными очагами разгрузки гидротермальных вод кремнекислого и углекислого составов. Безусловно, в случае пространственной связи краевых деформированных зон серпентинитовых массивов с дайками кислых пород, реакции метасоматоза серпентинитов проходили интенсивнее, на большем температурном интервале, что и приводило к образованию талька стеатитовой текстуры, разрастанию отдельных метасоматических зон, появлению в парагенезе сравнительно высокотемпературных минералов — актинолита, тремолита, нередко биотита (вместо хлорита). Но в целом ход низкотемпературных реакций, соответствующих температурному интервалу фации зеленых сланцев, приводящих к возникновению тальковых метасоматических зон, определялся степенью тектонической подготовки краевых частей серпентинитового массива.

Необходимо сказать, что затронутый вопрос о значении биметасоматических реакций в процессе талькообразования и его предварительное решение на основании имеющихся данных, по-видимому, может отчасти способствовать дальнейшему изучению палеотектонической обстановки герцинского этапа складчатости в пределах восточного склона Урала, выяснению состава гидротермальных растворов на заключительном этапе формирования древних складчатых систем.

Рассматривая тальковые месторождения Урала как своеобразную региональную фацию тальково-карбонатно-хлоритового состава, развитие которой приурочено к ослабленным деформациями периферическим зонам серпентинитовых интрузивов, по-видимому, необходимо значительно расширить площади поисковых работ на талькиты.

Намеченные выше некоторые генетические особенности и закономерности размещения талькитовых месторождений в серпентинитах позволяют несколько по-иному подойти к решению вопроса о перспективности ряда районов в пределах восточного склона Южного Урала.

Принятый в практике работ главный поисковый критерий, основанный на генетической связи оталькования серпентинитов с более молодыми гранитоидными интрузиями, должен быть критически осмыслен и пересмотрен, так как анализ геологической позиции выявленных



Фиг. 3 Схема геологического строения района Козьмо-Демьяновской группы талькитовых месторождений (по А. М. Карпову)

1 —дайки кварцевых альбитофиров; *2* — месторождения талькитов; *3* —тальково-карбонатные породы; *4*—хлоритовые породы; *5* — серпентиниты и серпентинизированные перидотиты; *6* — кварциты и кварцево-хлоритово-серицитовые сланцы; 7 — тектонические нарушения

и изученных к настоящему времени талькопроявлений не подтверждает указанной генетической связи.

Рассматривая талькопосные зоны в серпентинитах как результат регрессивного метаморфизма низкотемпературной фации зеленых сланцев, реакции которого наиболее полно проявились в краевых, ослабленных деформациями участках серпентинитовых массивов, необходимо расширить возможные перспективные площади работ на тальковое сырье.

В первую очередь представляется целесообразным постановка поисково-разведочных работ в известных талькопосных регионах: в районе группы Козьмо-Демьяновских месторождений (фиг. 3) и вдоль тектонической зоны, соединяющей месторождения Поляков Лог и Красная Поляна. Тектонические особенности района Джетыгаринского месторождения позволяют в качестве перспективной области работ на тальк выделить северную оконечность Джетыгаринского серпентинитового массива от г. Джетыгара на юге до пос. Забеловского на севере.

Улучшение состояния тальковой сырьевой базы, необходимое для роста химической промышленности, настоятельно рекомендует расширение работ на тальк, которые должны проводиться как в известных талькопосных районах, так и на новых площадях в пределах южного окончания Уральских структур.

Всесоюзный институт минерального сырья

Л. Б. Коган

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТАЛЬКОВЫХ РУД РАЗЛИЧНОГО ТИПА В ТАЛЬКОНОСНОМ ПОЛЕ ХРЕБТА СУЛТАН-УИЗ-ДАГ

Хребет Султан-Уиз-Даг, в центральной части которого располагается рассматриваемое тальконосное поле, представляет выступ палеозойского фундамента Туранской плиты. Это один из относительно небольших «островов» палеозойских и мезозойских пород, встречающихся среди покрова неогеновых и четвертичных отложений пустыни Кызыл-Кум на западном продолжении тянь-шаньских горных дуг. Хребет расположен на западной окраине Кызыл-Кумов и сложен преимущественно осадочно-метаморфическими толщами силура и девона, а также изверженно-метаморфическими и изверженными породами палеозойского возраста.

Палеозойские породы смяты в довольно крупные синклинальные и антиклинальные складки с крутыми крыльями, осложненные дизъюнктивными нарушениями разных масштабов. В основном эти структуры имеют субширотное простирание, круто поворачивая в меридиональном направлении в западной части хребта. Более пологие и мелкие мезозойские структуры облекают палеозойский фундамент, местами трансгрессивно перекрывая его, а местами соприкасаясь с ним по тектоническим нарушениям.

Осадочно-метаморфическая толща в центральной части хребта частично представлена нижнесилурийскими кварцитовидными сланцами и слюдяными кварцитами с редкими прослоями мраморов. Широко распространена в хребте верхнесилурийская зинельбулакская свита. Однако наибольшим развитием пользуется комплекс метаморфических сланцев и гнейсов (слюдяных, гранатовых, амфиболовых, ставролитовых и др.) нижне- и среднедевонского возраста, подразделяемый на ряд свит: джамансайскую, бешмазарскую, карачдалинскую, казансайскую, шейхджейлинскую и каратаускую. Верхний девон представлен лишь небольшим выходом мраморов фаменского яруса на южной оконечности горы Дыг-Тау.

Палеозойские изверженно-метаморфические и изверженные породы представлены следующими разновидностями (в возрастной последовательности): 1) серпентиниты, 2) амфиболиты, 3) гнейсо-граниты, 4) перидотиты, пироксениты и габбро-сиениты, 5) сиенито-диориты, 6) гранодиориты и граниты. Эти породы сопровождаются жильным комплексом — лампрофирами, альбититами, аплитами, пегматитами, кварцевыми жилами. К площадям развития серпентинитов и амфиболитов приурочено тальконосное поле, составляющееся из трех месторождений: Кызыл-Сай, Зинель-Булак и Казган-Тау.

Мезозойские отложения, полосой окаймляющие палеозойский массив хребта, представлены меловыми мергелями и терригенными отложениями. На северо-западной и юго-восточной окраинах хребта изредка встречаются

мелкие выходы палеогеновых песчаников, глин и мергелей, тогда как с севера к палеозойскому массиву в основном примыкают неогеновые песчаники, а с юга четвертичные суглинисто-песчаные отложения.

Месторождения тальковых руд Султан-Уиз-Дага располагают крупными запасами. Самые предварительные подсчеты свидетельствуют, что количество тальково-карбонатного камня здесь превышает промышленные балансовые запасы тальковых руд по всему Союзу. Проводящимися технологическими испытаниями доказана пригодность талькового камня для извлечения кондиционных концентратов талька и ряда побочных продуктов, пригодных для различных производств. Необходимо также отметить слабую тектоническую нарушенность талькового камня, в связи с чем блочность здесь будет, видимо, выше, чем на эксплуатирующемся Шабровском месторождении, а следовательно, султануиздагский тальковый камень представляет превосходное сырье для получения цельнопиленых изделий. Именно с этим обстоятельством, очевидно, связана широкая эксплуатация султануиздагского талька в древности (примерно в XI в. н. э.). В пределах тальконосного поля расположены десятки карьеров и глубоких многоэтажных выработок с добычными камерами, а также остатки производства крупной посуды. Автором обнаружены также выработки по добыче вкрапленного магнетита из серпентинитов. Вместе с тем в 40 *км* к западу от талькового поля близ оз. Ходжа-Куль, по берегам которого имеются выходы пластов бурого железняка, автором совместно с Я. С. Висьневским были обнаружены кучи шлака. Сопоставление этих фактов позволяет предполагать, что Султан-Уиз-Даг был сырьевой базой древней черной металлургии. Извлеченный здесь магнетит добавлялся к бедным осадочным рудам Ходжа-Куля, а тальковый камень использовался для производства огнеупорной посуды (тиглей, ковшей и т. п.).

Таким образом, проведенное изучение тальконосного поля позволяет надеяться, что древняя слава Султан-Уиз-Дага как горнорудного района будет возрождена и его недра смогут вновь служить народному хозяйству. Рассматриваемые в статье закономерности размещения различных типов султануиздагских тальковых руд должны помочь дальнейшему изучению и освоению этого тальконосного района.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТАЛЬКОНОСНОГО ПОЛЯ

В геологическом строении тальковорудного поля Султан-Уиз-Дага, помимо современных делювиально-пролювиальных рыхлых отложений, развитых в саях, принимают участие верхнесилурийские и среднедевонские осадочно-метаморфические породы, серпентиниты, ортоамфиболиты и в незначительной степени лампрофиры и аплиты.

Верхнесилурийская зинельбулакская свита, представленная кварцево-биотитовыми сланцами, гнейсами и кварцево-роговообманковыми сланцами, мощностью 600—700 *м*, развита в западной и северной частях тальконосного поля. Она слагает правый борт Кызыл-Сая, распространена по обе стороны от Зинель-Булак-Сая и в северной части водораздела между Кызыл-Саем и Казган-Саем; небольшой участок ее развития закартирован также в юго-западном углу поля, на левобережье Зинель-Булак-Сая. Свита состоит из переслаивания кварцево-биотитовых и кварцево-роговообманковых сланцев.

Стратиграфически выше разрез представлен отложениями эфейльского яруса — казансайской и каратауской свитами. Казансайская свита слагает южную половину водораздела между Кызыл-Саем и Казган-Саем. Свита представлена двумя мощными пачками серых полосчатых мраморов

с фауной амфипор и криноидей. Мощность северной пачки около 200 *м*; южная пачка в юго-восточной части площади имеет мощность 300 *м* и постепенно выклинивается в левом борту Зиналь-Булак-Сая. Пачки мраморов разделены пластом кварцево-биотитовых сланцев; близкие по составу сланцы развиты в основании и венчают свиту. Мощность каждого из горизонтов сланцев 150—200 *м*.

Каратауская свита слагает северо-восточную часть талькоперспективного поля. Общая ее мощность около 700 *м*. В составе свиты основную роль играют мелкозернистые пластовые слоистые параамфиболиты, возникшие, вероятно, при метаморфизме основных эффузивов. Подчиненное значение имеют прослои кремнистых и кварцево-биотитовых сланцев.

Изверженно-метаморфические породы — серпентиниты и ортоамфиболиты — довольно тесно ассоциируют. Присутствие в амфиболитах изолированных выходов серпентинитов послужило основанием для некоторых исследователей района считать последние секущими и более поздними. Однако, как показали исследования автора, возрастные соотношения этих пород обратные.

С е р п е н т и н и т ы распространены лишь в пределах месторождений тальковых руд. Они образуют вытянутые согласно с простиранием осадочно-метаморфической толщи полосы шириной от нескольких метров до 200—250 *м*, прослеживающиеся с перерывами на многие километры. В пределах месторождения Кызыл-Сай серпентинитовая полоса значительно меньше и представлена мелкими линзами, имеющими мощность до 10 *м* и протяженность до нескольких сотен метров.

Серпентиниты имеют антигоритовый состав и обычно содержат заметную примесь магнетита. Помимо присутствия в тонко распыленном виде, этот минерал образует в серпентинитах эллипсоидальные желваки до 30 *см* в поперечнике. Кроме того, в хлоритизированных серпентинитах, обычно тяготеющих к контактным зонам, распространена довольно интенсивная вкрапленность хорошо ограненных кристаллов титаномагнетита, размером от 1 *мм* до 3 *см*. Аналогичный титаномагнетит присутствует и в доломитовых жилах, секущих серпентиниты. В отличие от всех остальных пород, развитых в пределах талькоперспективного поля, в серпентинитах совершенно не встречаются кварцевые жилы, и, наоборот, только в них (и образовавшихся за их счет тальковых породах) присутствуют жилы крупнозернистого доломита с ильменитом и тальком. Наименее измененный серпентинит представлен под микроскопом массивным равномерночешуйчатым (0,05—0,1 *мм*) агрегатом листочков антигорита с незначительной примесью хлорита и неправильных выделений магнетита. В редких случаях наряду с антигоритом в серпентините присутствует хризотил (г. Казган-Тау). Как правило, серпентиниты в той или иной мере изменены: оталькованы, карбонатизированы. Изредка наряду с тальком и карбонатом в измененных серпентинитах присутствует актинолит-тремолит, замещающийся тальком. Возрастные соотношения серпентинитов с ортоамфиболитами вытекают из наблюдений за строением этих пород в их контактах. В тех участках контакта, где более поздние метаморфические процессы не препятствуют таким наблюдениям, хорошо видна тектоническая нарушенность серпентинитов и, наоборот, целостность амфиболитов В последних также отчетливо выражены параллельные контакту структуры течения, подчеркиваемые ориентировкой темноцветных минералов. Эти наблюдения однозначно определяют более молодой возраст габброидов. В связи с этим изолированные выходы серпентинитов среди амфиболитов, на основании которых предполагался более древний возраст последних, необходимо рассматривать как останцы. Следует заметить, что нередко обнаруживаются также изолированные выходы амфиболитов среди

серпентинитов, и наблюдения за морфологией таких тел свидетельствуют о том, что они представляют секущие штоки.

О р т о а м ф и б о л и т ы представлены тремя разновидностями — плагиоклазовой, лейкократовой цоизитовой и меланократовой цоизитовой. Отчетливо установлены интрузивные соотношения плагиоклазовых и лейкократовых цоизитовых амфиболитов и более поздний возраст последних. С другой стороны, наблюдались также случаи прорывания меланократовыми цоизитовыми амфиболитами лейкократовых. Самостоятельное интрузивное положение меланократовых цоизитовых амфиболитов определяется непосредственными их интрузивными взаимоотношениями с плагиоклазовыми амфиболитами.

Плагиоклазовые амфиболиты широко распространены на месторождении Казган-Тау, где они слагают одноименную гору и часть возвышенности, расположенной севернее. Разрозненные мелкие выходы амфиболитов прослеживаются полосой по направлению к месторождению Зинель-Булак, в пределах которого они также образуют небольшие тела, часто в виде штоков среди тальковых пород. Плагиоклазовые амфиболиты содержат роговую обманку и плагиоклаз примерно в равных количествах. Под микроскопом, однако, первичные магматические структуры обычно не устанавливаются. Плагиоклазы средних номеров присутствуют далеко не во всех шлифах, роговая обманка представлена, как правило, лишь реликтами. Чаще всего амфиболиты в шлифах представляют агрегат тесно взаимно срастающихся зерен актинолит-тремолита, клиноцоизита, карбоната, пренита. На контакте с тальковыми зонами в пределах полосы мощностью в несколько метров они превращены обычно в актинолитово-хлоритовую породу, нередко содержащую также кристаллы и сростки роговой обманки и турмалина. На г. Казган-Тау амфиболиты местами интенсивно гранатизированы.

Цоизитовые амфиболиты развиты в пределах района преимущественно на месторождении Кызыл-Сай и в основном севернее него. Они имеют более крупнозернистое сложение по сравнению с плагиоклазовыми. Наряду с амфиболом и полевыми шпатами в них в заметных количествах присутствуют цоизит или клиноцоизит. В некоторых случаях в шлифах лишь в незначительных количествах обнаруживаются реликты полевого шпата и порода представляет хорошо раскристаллизованный гранобластовый агрегат зеленой роговой обманки и клиноцоизита с незначительным количеством пренита, хлорита, сфена. При несколько пониженном содержании роговой обманки эпидотовый минерал бывает представлен цоизитом.

Ж и л ь н ы е п о р о д ы представлены незначительным числом аплитовых жил, тесно ассоциирующих с кварцевыми жилами (Казган-Тау), и эпидотизированными и биотитизированными меланократовыми разностями. Первичная магматическая природа последних обнаруживается лишь по полевым их взаимоотношениям: они образуют на месторождениях Казган-Тау и Зинель-Булак в серпентинитах жилы мощностью 2—5 *м* и протяженностью 200—1500 *м*, а также штоки диаметром до 800 *м*. Аплитовидная жила протяженностью около 200 *м* и мощностью от 2 до 25 *м* залегает в амфиболово-кварцевых и кварцево-биотитовых местами с примесью граната сланцах в южной части месторождения Казган-Тау. Почти повсеместно в жиле видны под микроскопом следы катаклаза и развитие кварца по измененной лейкократовой породе, состоящей преимущественно из кислого полевого шпата, калишпата, мусковита и кварца. Кварц метасоматически развивается и по вмещающим сланцам.

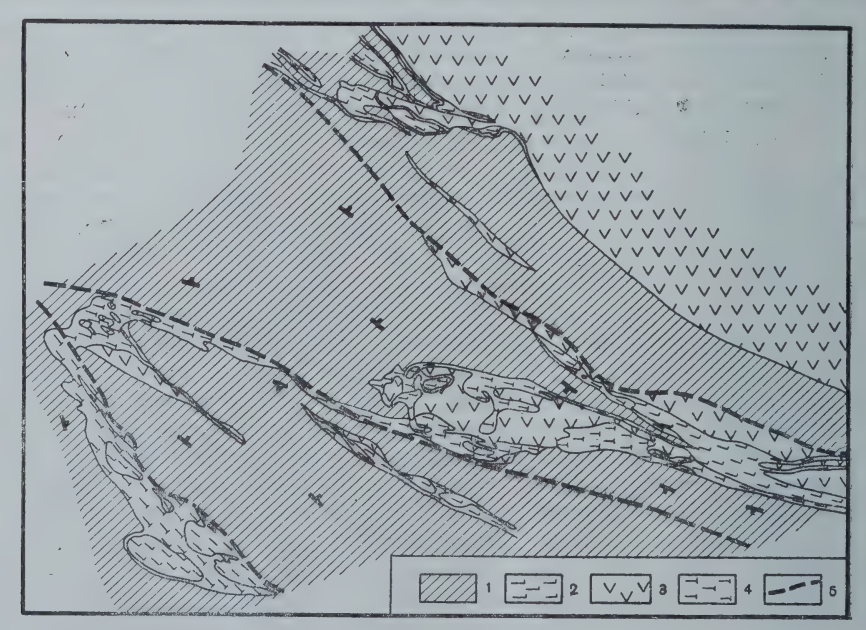
Г и д р о т е р м а л ь н ы е ж и л ь н ы е п о р о д ы представлены кварцевыми и доломитовыми жилами. Жилы молочно-белого, макроскопически совершенно безрудного кварца распространены на площади чрез-

вычайно широко — во всех палеозойских породах, за исключением серпентинита. Реже встречаются жилы серого кварца с примесью апатита. Обычно они маломощные, ветвящиеся, реже встречаются и крупные — до 5 *м* мощностью и протяженностью до 1,5 *км*. Характерным является почти для всех кварцевых жил ныряющее залегание, благодаря чему их выход часто представляет цепочку разобщенных на поверхности штоков. Залегают они обычно согласно с вмещающими породами кварца. Реже встречаются жилы серого кварца; в одной из таких жил отмечен апатит.

Доломитовые жилы в отличие от кварцевых встречаются только в серпентинитах (почти повсеместно) и в тальковых породах, образованных из серпентинитов. Размеры этих жил большей частью небольшие — мощность до нескольких метров и длина по простиранию до десятков метров. Чаще всего встречаются линзы мощностью до 2 и длиной 5—6 *м*. Они сложены крупнокристаллическим доломитом, в ассоциации с которым всегда наблюдается ильменит, часто магнетит и пирит, крупночешуйчатый (благородный) тальк, хлорит. Наибольшее распространение доломитовые жилы имеют на месторождениях Зинель-Булак и Казган-Тау.

СТРУКТУРА ТАЛЬКОНОСНОГО ПОЛЯ

Тальконосное поле приурочено к осевой части и северному крылу крупной Кызылсайской антиклинали. Осадочно-метаморфическая толща палеозоя залегает здесь с северо-западным, близким к широтному простиранием и крутым (70—90°, реже более пологим) падением большей частью на север. Главные тектонические нарушения в основном согласные с простиранием структуры, но сопровождаются также крупными диагональными разрывами. Эти нарушения приводят в соприкосновение разные свиты палеозоя и определяют размещение серпентинитов и тел тальковых руд (фиг. 1). Если наиболее крупные разломы определили размещение интру-



Фиг. 1. Схема геологического строения тальконосного поля хребта Султан-Уиз-Даг

1 — осадочно-метаморфическая толща палеозоя; *2* — серпентиниты; *3* — ортоамфиболиты; *4* — тальковые породы; *5* — разломы

зий ультраосновного и основного составов, то в ряде случаев устанавливается, что более поздние движения по контактам интрузивных тел и вмещающих осадочно-метаморфических пород обусловили локализацию залежей тальковых руд. Амплитуда этих более мелких нарушений иногда хорошо устанавливается при детальных работах на месторождениях тальковых руд, в частности, на Зинельбулакском месторождении и в верхнем течении Кызыл-Сая установлены сдвиги с амплитудой от 30 до 70 *м*. Подобные разрывы иногда создают впечатление послерудных, в частности, при первом знакомстве смещение тальковой залежи в северо-восточной части месторождения Зинель-Булак кажется связанным с наложенным разрывом. Однако более детальные наблюдения свидетельствуют о дорудной тектонике, обусловившей своеобразие локализации серпентинитов и заместивших их тальковых камней. В пределах осадочно-метаморфической толщи также развиты многочисленные разрывные нарушения, которые выражены зонами дробления. Эти дизъюнктивы обусловливают возникновение в рельефе характерных ящикообразных саев. Амплитуду их обычно не удается установить в связи с монотонностью осадочно-метаморфической толщи.

Послерудная тектоника проявлена также преимущественно в контактах тальковых тел, реже в их средних частях, и выражается в малоамплитудных зеркалах скольжения.

Месторождение Кызыл-Сай

Месторождение Кызыл-Сай расположено в крайней северо-западной части тальконосного поля в верховьях Кызыл-Сая. Участок месторождения сложен кварцево-биотитовыми сланцами и гнейсами зинель-булакской свиты, парaамфиболитами и сланцами каратауской свиты. Изверженно-метаморфические породы представлены цоизитовыми амфиболитами и серпентинитами. Серпентиниты залегают небольшими, мощностью 10—20 *м* крутопадающими согласными линзами, в основном почти нацело замещенными тальковыми породами. В отличие от месторождений Казган-Тау и Зинель-Булак здесь из тальковых руд представлены преимущественно талькиты, а не тальковые камни. Линзы серпентинитов на месторождении Кызыл-Бай замещены почти нацело талькитами в ассоциации с тальково-тремолитовыми, тальково-хлоритовыми и незначительным количеством тальково-карбонатных пород.

Месторождение Казган-Тау

Месторождение располагается в верховьях Казган-Сая в районе одноименной горы. В пределах месторождения осадочно-метаморфическая толща палеозоя разобщена двумя тектоническими нарушениями и внедрившимися по ним ультраосновными и основными породами на три полосы. Средняя полоса представлена кварцево-биотитовыми и роговообманковыми сланцами зинельбулакской свиты, северная полоса сложена казгантауской свитой (кварцево-биотитовые и гранатовые сланцы с маломощными прослоями мраморов), а южная — парaамфиболитами каратауской свиты. Собственно рудное поле месторождения тяготеет к южному нарушению. Крутое тело амфиболитов слагает здесь гору Казган-Тау и ее отроги, а серпентиниты развиты двумя полосами — одна шириной около 300 *м* проходит севернее горы Казган-Тау, а другая меньшая по размерам — южнее ее. Обе полосы простираются в целом согласно с залеганием палеозойской толщи. Кроме того, отдельные небольшие выходы серпентинитов имеются на западных и восточных отрогах горы.

Тальковые руды месторождения представлены преимущественно тальково-карбонатным камнем. Залежи тальковых камней залегают по контактам серпентинитов и амфиболитов с осадочно-метаморфическими породами. Одно крупное рудное тело почти целиком расположено в амфиболитах. При разведке выделено девять рудных тел мощностью от 3 до 140 *м* и протяженностью от 120 до 1900 *м*. Преобладают крупные тела. Обособленно от тальково-карбонатных пород среди серпентинитов в тесной ассоциации с крупнокристаллическим доломитом залегают пять линз крупнолистоватого талька. В связи с незначительными их размерами (1—2 *м* мощности и 3—5 *м* длины) они не представляют промышленного интереса.

Отличительная минералогическая особенность месторождения — присутствие среди серпентинитов хризотиловых разновидностей и наличие хризотил-асбеста в серпентинитах. Хризотил-асбест слагает жилы продольно- и поперечноволокнистого строения. Продольноволокнистый асбест ломкий, жилы его имеют мощность 0,1—0,2 *м* и длину 10—15 *м*. Поперечно-волокнистый асбест также часто ломкий и обычно замещен почти нацело тальком. Примечательная особенность хлоритовых пород, развитых в контакте с изверженно-метаморфическими — обилие турмалина.

Месторождение Зинель-Булак

Месторождение расположено в среднем течении Кызыл-Сая у слияния его с Зинель-Булак-Саем, в западной и юго-западной части тальконосного поля. Строение месторождения определяется сочленением двух разломов северо-западного простирания, вдоль каждого из которых преимущественно внедрились ультраосновные породы, ныне почти целиком представленные тальково-карбонатным камнем. Внутри блока, ограниченного этими разломами, в центральной части месторождения развиты отложения казгантауской свиты, представленной здесь преимущественно мраморами с подчиненным количеством метаморфических сланцев. С юга, запада и севера от разломов и связанной с ними продуктивной коленообразной полосы распространены кварцево-биотитовые сланцы зинельбулакской свиты.

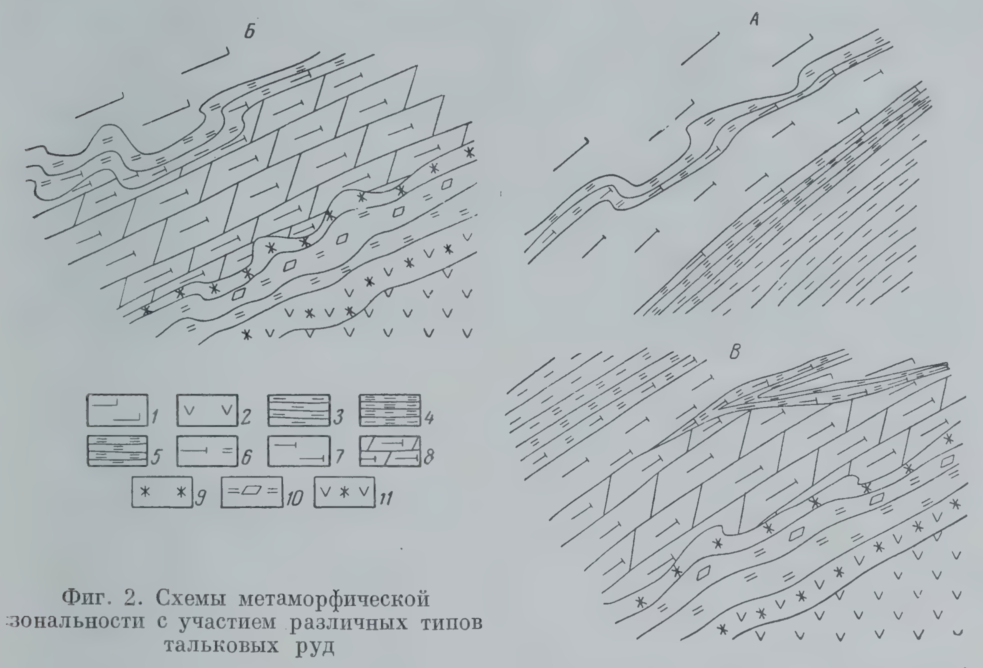
Продуктивная полоса изверженно-метаморфических пород представляет единое очень крупное рудное тело талькового камня мощностью 100—280 *м* и протяженностью около 2000 *м*. Реликтовые участки серпентинитов достигают значительных размеров (площадь их выходов до 100 тыс. $м^2$) лишь в южной части месторождения, тогда как в центральной и северной частях — это ряд мелких ядер. Ортоамфиболиты образуют ряд небольших выходов по контактам тальковых пород с осадочно-метаморфической толщей и реже внутри рудной залежи. Хотя и значительно реже, чем на месторождении Казган-Тау, здесь в серпентинитах встречаются жилки ломкого хризотил-асбеста.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТАЛЬКОВЫХ РУД РАЗЛИЧНОГО ТИПА

В результате изучения тальконосного поля выяснилась самая тесная связь всех типов тальковых руд с серпентинитами. В большинстве случаев среди тальковых руд обнаруживаются реликтовые включения серпентинитов или залежи переходят в серпентиниты по простиранию.

Наиболее общий фактор размещения рудных залежей — структура тальконосного поля. Распределение ультраосновных пород контролируется системой разломов, в целом субпараллельных простиранию складчатой структуры. Непосредственные причины локализации тальковых руд в

пределах полос изверженно-метаморфических пород преимущественно на контакте серпентинитов с амфиболитами и палеозойскими осадочно-метаморфическими породами заключаются, очевидно, в наибольшей механической неоднородности этих контактов, способствующей возникновению здесь дополнительных разрывов, создавших возможность для циркуляции метаморфизующих растворов. Наиболее типичные случаи залегания



Фиг. 2. Схемы метаморфической зональности с участием различных типов тальковых руд

1 — серпентиниты; *2* — ортоамфиболиты; *3* — кварцево-биотитовые сланцы; *4* — кварцево-биотитово-хлоритовые сланцы; *5* — хлоритовая порода; *6* — тальково-хлоритовая порода; *7* — талькиты; *8* — тальково-карбонатные породы; *9* — актинолитово-тремолитовая порода; *10* — карбонатно-хлоритовая порода; *11* — тремолитизированный амфиболит

тальковых руд — на контакте серпентинитов с амфиболитами и кварцево-биотитовыми сланцами. Каждый из этих двух типов контактов характеризуется своей контактово-реакционной зональностью (фиг. 2). Зональность на контакте серпентинитов и амфиболитов в наиболее типичном случае может быть представлена в виде следующей колонки: (фиг. 2, Б): 1) амфиболит; 2) осветленный тремолитизированный амфиболит мощностью 1—2 *м*; 3) хлоритовая порода мощностью 0,5 *м*; 4) хлоритовая порода с порфиробластами карбоната мощностью 0,2—0,3 *м*; 5) тремолитово-актинолитовая порода мощностью 0,2 *м*; 6) тальково-карбонатная порода.

На контакте серпентинитов с метаморфическими сланцами обычно возникает другая зональность (фиг. 2, А): 1) кварцево-биотитовый сланец; 2) хлоритизированный кварцево-биотитовый сланец; 3) хлоритовый сланец; 4) тальково-хлоритовый сланец; 5) талькит.

Особенно интересны и наглядны случаи, когда небольшое серпентинитовое тело залегает на контакте амфиболитов и кварцево-биотитовых сланцев (фиг. 2,В). Тогда два типа метасоматических колонок сочетаются в пределах одного небольшого рудного тела, достаточно четко отделяясь друг от друга, при этом всегда к сланцам прилегают талькиты, а к амфиболитам — тальковые камни.

В относительно редких случаях талькиты залегают внутри серпентинитов без непосредственной связи с контактами. Замечательная особенность такого залегания талькитов — наличие хлоритовой оторочки, отчетливо замещающей серпентинит по периферии тела талькитов.

Другие исключения из обычных условий залегания тальковых руд — локализация их внутри амфиболитов и метаморфических сланцев. В амфиболитах залегают опять-таки тальково-карбонатные породы, причем полной уверенности в отсутствии исходных серпентинитов в этом случае пока нет. Более несомненны случаи возникновения мелких тел талькитов за счет метаморфических сланцев.

При интерпретации наблюдающихся особенностей локализации тальковых руд в тальконосном поле Султан-Уиз-Дага следует иметь в виду широкое распространение в осадочно-метаморфической толще кварцевых жил, что свидетельствует о миграции кремнезема. Очевидно, при поступлении подобных растворов в трещины на контактах они и обусловливали возникновение тех или иных типов метаморфической зональности. Тесная ассоциация тальково-карбонатных пород с амфиболитами позволяет полагать, что образование карбоната в этом типе тальковых руд в известной мере стимулировалось кальцием, извлекаемым при метаморфизме из основных плагиоклазов.

Главгеология, Узбекская ССР

БИБЛИОГРАФИЯ

Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм Малого Кавказа.— Сов. геология, 1958, № 7, с. 113—129, карт. Резюме на англ. яз. Библиогр. 39 назв.

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями, изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1954, 294 с., илл., I л. табл.

Абовян С. Б. О новых минералах в Армении, связанных с ультраосновными интрузивными породами.— Изв. АН Армянской ССР, серия геол. и геогр. наук, 1957, 10, № 4, с. 47—56.

Абовян С. Б., Арутюнян Г. М. Магнезитизированные ультраосновные породы Армении и их происхождение.— Изв. АН Армянской ССР, серия геол. и геогр. наук, 1957, 10, № 1, с. 37—42. Резюме на арм. яз.

Августиник А. И., Вигдергауз В. С. Свойства талька при нагревании.— Огнеупоры, 1948, № 5, с. 218—227, илл. Библиогр. 11 назв.

Августиник А. И., Сверчкова А. И. Кинетика дегидратации талька. Журнал прикл. химии, 1949, 22, вып. 10, с. 1059—1062, илл. Библиогр. 3 назв.

Августиник А. И., Тандура И. З. О механизме реакций в тальке при нагревании.— Журнал прикл. химии, 1949, 22, вып. 11, с. 1150—1159, илл. Библиогр. 1 назв.

Аветиков В. Г. Зинько Э. И., Смолин П. П. Минералогические и технологические исследования талькитов киргитейского месторождения. Тр. шестого совещ. по экспериментальной и технической минералогии и петрографии, АН СССР, 1962.

Азизбеков Ш. А. Габбро-амфиболитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа.— Докл. АН Азерб. ССР, 1950, 6, № 6, с. 239—244. Резюме на азерб. яз. Библиогр. 2 назв.

Азизбеков Ш. А., Пашалы Н. В., Шихалибейли Э. Ш. Перидотитовые интрузии офилитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан).— Изв. АН Азербайджанской ССР, 1950, № 4, с. 56—59, илл. Резюме на азерб. яз. Библиогр. 11 назв.

Алеленков Ф. А. Месторождения асбеста в Карачаевской автономной области.— Мин. сырье и его переработка, 1927, № 7-8, с. 431—434.

Алешков А. Н. О соотношениях ультрабазитов и габброидов.— В кн.: «Академику Дмитрию Степановичу Белянкину». М., 1946, с. 189—200, илл. Библиогр. 23 назв.

Алферов Ю. О. Асбест на территории Кара-Калпакской АССР.— В кн.: «Материалы по производительным силам Узбекистана». Вып. 3. Ташкент, 1957, с. 62—63.

Амеландов А. С., Озеров К. Н. Булдымское месторождение вермикулита.— Мин. сырье, 1934, № 2, с. 19—28, илл. Библиогр. 14 назв.

Андреев Г. В. Кондерская интрузия центрального типа в пределах Алданской плиты.— В кн.: «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 558—561.

Андреев Г. В. Кондерская интрузия центрального типа в пределах Алданской плиты.— В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960, с. 488—490.

Андреев Ю. К. Новая разновидность щелочного амфибола — магнезиоарфведсонит.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1957, вып. 10, с. 12—20, илл., табл. Библиогр. 13 назв.

Андреев Ю. К. Щелочно-амфиболовая минерализация в некоторых змеевиковых массивах Урала.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1959, вып. 39, с. 1—103, илл. Библиогр. 95 назв.

Андреев Ю. К., Годовиков В. Н. Условия проявления щелочно-роговообманковой минерализации в нижнепермских мергелях Джезказганской впадины.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1958, вып. 31, с. 112—118.

Андреева Е. Д. Аплитовые породы в пироксенитах горы Синей (Средний Урал).— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1959, вып. 32, с. 92—108, карты. Библиогр. 4 назв.

Андреева Е. Д. Габбро-пегматиты в пироксенитах горы Синей на Среднем Урале. Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 9, с. 40—53. Библиогр. 8 назв.

Антропов П. Я. Основные итоги геологических исследований в СССР за 40 лет Советской власти. —Сов. геология, 1957, № 60, с. 3—25.

Аншелес О. М. Месторождения асбеста в верховьях р. Катуни.— Горный журнал, 1925, № 6, с. 453—454, карта.

Арапов Ю. А., Аревшатян Т. А. К петрографии ультраосновных пород района северо-восточного побережья оз. Севан.— Докл. АН Арм. ССР, 1946, 5, № 5, с. 139—143. Резюме на англ. и арм. яз. Библиогр. 4 назв.

Аренс Л. Х., Либенберг У. Р. Геохимическое исследование редких элементов южноафриканских минералов и пород. В кн.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., 1952, с. 43—50, илл. Библиогр. 7 назв.

Арсеньев А. А. Олекмо-Витимо-Баргузинская горная страна.— Труды Лабор. геол. докембрия, вып. 1, 1952.

Артемов В. Р. Перспективы хризотил-асбестоносности на восточном склоне Южного Урала.— Сов. геология, 1958, № 10, с. 100—117.

Артемов В. Р. Ультрабазиты восточного склона Южного Урала и их асбестоносность. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Л., 1958, 18 с.

Артемов В. Р. Особенности структуры основной залежи Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1959, № 9, с. 85—96, карты.

Артемов В. Р. О направлении и методике поисково-разведочных работ в Джетыгаринском районе.— Разведка и охрана недр, 1960, № 3, с. 10—16, карт. Библиогр. 8 назв.

Артемов В. Р. Поисковые критерии для месторождений родусит- и крокидолит-асбеста.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, № 37, с. 63—76.

Аршинов В. В. Тальк и тальковый камень. В кн.: «Нерудные ископаемые Советской Азии». М., 1932, с. 108—120.

Аршинов В. В. Амфибол-асбест.— Мин. сырье, 1933, № 1, с. 21—31.

Аршинов В. В. Минералы, образующие асбесты. В кн.: «Асбестовые электроизоляционные материалы». М.— Л., 1934, с. 5—20.

Аршинов В. В.$_1$. Актинолит-асбест. В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР», т. 1. М.—Л., 1936, с. 68.

Аршинов В. В.$_2$. Антофиллит-асбест.— В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР», т. 1. М.— Л., 1936, с. 230.

Аршинов В. В.$_3$. Асбест. В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР». т. 1 М.—Л., 1936, с. 326—328. Библиогр. 3 назв.

Аршинов В. В.$_4$. Асбест амфиболовый.— В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР», т. 1. М.—Л., 1936, с. 328—385.

Аршинов В. В.$_5$. Асбестин. В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР», т. 1. М.—Л., 1936, с. 537.

Аршинов В. В. Новые данные по изучению оливинитов, серпентинитов и тальковых-карбонатных камней и возможности их использования. В кн.: «Геология, техника и методика геологических работ в зарубежных странах», вып. 1. М.—Л., 1946, с. 67—97.

Аршинов В. В. Магнезиально-силикатные породы и пути их использования.— Сов. геология, 1947, № 25, с. 29—40. Библиогр. 88 назв.

Аршинов В. В. О минерале тальке. В кн.: «Тальк. Минералогия, добыча, исследование свойств, использование в промышленности». М. Промстройиздат, 1952, с. 5—15.

Аршинов В. В., Меренков Б. Я. Красноуральское месторождение хризотил-асбеста (Средний Урал). М., Гостехиздат, 1930, 84 с., илл., карт. (Труды Ин-та прикл. мин., вып. 45).

Аршинов В. В., Соколов П. Н. Тальк. М.—Л., Госгеолиздат, 1945. 47 с. (Требования промышл. к качеству мин. сырья, вып. 1.).

Аршинов В. В., Уральский Б. П. Козьмодемьяновское и Керябинское месторождения талька на Южном Урале. В кн.: «Тальк. Сб. работ». М.—Л., 1936, с. 5—54 (Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 107а).

Аршинов В. В., Уральский Б. Л., Бочарова А. Л. Сысертское месторождение антофиллит-асбеста.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1937, вып. 125, с. 1—93, илл., карты, табл.

Асбест как минерал и полезное ископаемое (Сборник статей под ред. В. П. Петрова). Изд-во АН СССР, 1959, 119 с., илл. (Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр. мин. и геохимии АН СССР, вып. 31).

Асланян А. Т. О глубине формирования интрузивных комплексов Армении.— Сб. научн. трудов Ереван. политехн. ин-та, 1955, № 11, геол. и горное дело, вып. 2, с. 7—12.

Асинкритов Ф. А. Ультраосновные и основные магматические породы и серпентиниты Урала как минеральное сырье для холодного асфальта.— Труды

Свердл. горн. ин-та, 1956, вып. 26, с. 24—44. Прил. каталог месторождений перидотитов, серпентинитов, габбродиоритов и порфиритов.

Афанасьев А. П.$_1$. Некоторые данные по минералогии доледниковой коры выветривания в Ёно-Ковдорском районе (Кольский полуостров).— Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 4, с. 34—46. Библиогр. 9 назв.

Афанасьев А. П.$_2$. Некоторые результаты изучения глинистых фракций из доледниковой коры выветривания и морены на Кольском полуострове.— Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 2, с. 36—46.

Афанасьев А. П., Ермолаев М. М. Минералогия древней коры выветривания на восточном склоне Балтийского щита.— Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 5, с. 23—37.

Бакиров А. Г. О генезисе микрорельефа коры выветривания ультраосновных пород Кемпирсайского массива.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, **74**, вып. 1. с. 134—139. Библиогр. 5 назв.

Бакиров А. Г. Гипергенный кварц коры выветривания гипербазитов Кемпирсайского района (Южный Урал). В кн.: «Доклады 4-й научной конференции Томского университета», вып. 4. Томск, 1957, с. 26—27.

Барабанов В. Ф. К вопросу о генезисе Слюдянского флогопитового месторождения.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, **83**, № 2, с. 123—133. Библиогр. 7 назв.

Баранов К. А. Сидеритовые новообразования в тальковых сланцах Кривого Рога.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, с. 354—356, илл.

Барсанов Г. П. К минералогии Ионского железорудного месторождения.— Докл. АН СССР, 1941, **31**, № 3, с. 246—250, илл. Библиогр. 3 назв.

Барска С. Минераложна и химична характеристика на азбестите около с. Арен, Крумовградско.— Годишник Софийск. ун-т, биол.-геол.-геогр. ф-т, 1956, **49**, кн. 2 геол., с. 19—34, илл. Резюме на нем. яз.

Барска С. Вермикулити от Крумовградско.— Годишник Софийск. ун-т, биол.-геол.-геогр. ф-т, 1958, **51**, кн. 2 геол., с. 133—140, илл. Резюме на нем. яз.

Басманов В. А. Перспективы комплексного использования тальково-магнезитовых руд Онотских месторождений. В кн.: «Развитие производительных сил Восточной Сибири». М., 1960, с. 66—68.

Безбородько Н. И. Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском отделе Кубанской области.— Изв. Донск. политехн. ин-та, 1913, **2**, с. 429—564.

Безруков Г. Н. Геологическое строение Абдул-Касимовского месторождения талькитов на Южном Урале (Башкирская АССР).— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1961, вып. 63.

Белевцев Я. Н. Седиментация пород Криворожской свиты.— Сов. геология, 1947, сб. 23, с. 44—53, илл.

Белевцев Я. Н. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957, 280 с., 11 л. илл.

Белевцев Я. Н., Бернадская Л. Г., Усенко И. С. Об амфиболовом асбесте из Кривого Рога.— Докл. АН СССР, 1955, **104**, № 3, с. 470—473. Библиогр. 7 назв.

Беллен Е. фон дер. О точке плавления двух асбестов и об их растворимости в кислотах.— Изв. Об-ва горн. инж., 1900, № 2, с. 40—49.

Беллен Е. фон дер. О классификации разновидностей асбеста. Минералогия, химия и физика.— Записки Русск. техн. об-ва, 1901, № 3, с. 169—189.

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Структура хризотил-антигорита.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1954, № 8, с. 18—21.

Белов Н. В. О кальциотальке Д. П. Сердюченко.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, вып. 3, с. 305—308.

Белькова Л. Н. О вермикулите с Лесной Вараки.— В кн.: «К минералогии постмагматических процессов». Л., 1959, с. 170—177. Библиогр. 6 назв.

Беляевский Н. А. Геологическое положение офиолитовой серии Сихотэ-Алиня. — Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1955, № 2, с. 46—49.

Белянкин Д. С. К петрографии Среднего Урала.— Труды Глав. геол.-развед. упр., 1931, вып. 56, с. 47—62, табл., карт.

Белянкина Е. Д. и др. Генезис и типизация промышленного мусковита.— Труды Ин-та геол. рудн. м-ний, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1958, вып. 12, 154 с., илл.

Бережной А. С. Властивості Запорізького (з р. Кіньскої) талько-магнезиту як сировини для вогнетривів.— Допов. АН УРСР, 1952, № 4, с. 274—278, 2 илл. Резюме на русск. яз. Библиогр. 2 назв.

Бережной А. С. Об использовании уктусского дунита для производства форстеритовых огнеупоров. В кн.: «Исследование минерального сырья». М., 1955, с. 163—175, илл. Библиогр. 17 назв.

Беркович Т. М. Исследование кинетики и природы поглощения хризотил-асбе-

стом гидрата окиси кальция.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та, асбестоцемент. изделий, 1956, вып. 4, с. 19—37.

Берлинраут Л. Я. Пятьдесят лет мировой добычи асбеста.— Горный журнал, 1929, № 4, с. 536—542.

Берлинраут Л. Я. Пятьдесят лет мировой добычи и мирового потребления асбеста. В кн.: «Асбест. Материалы особого совещания по асбестовой промышленности». М., 1930, с. 201—228.

Берлинраут Л. Я. Асбест и асбестовая промышленность.— Мин. сырье, 1931, № 10—11, с. 1076—1085.

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив и генезис хромистого железняка вообще. В кн.: «Хромиты СССР», т. 1. М.—Л., 1937, с. 7—156, илл., 3 л. карт. Библиогр. 47 назв.

Бетехтин А. Г. О хромовых гранатах из Нижне-Тагильского дунитового массива. В кн.: «Академику Дмитрию Степановичу Белянкину». М., 1946, с. 68—73, илл.

Бетехтин А. Г.$_1$. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., 1953, с. 476—516, илл. Библиогр. 22 назв.

Бетехтин А. Г.$_2$. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», вып. 1. М.—Л., 1953, с. 40—47, илл., табл. Библиогр. 2 назв.

Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И., Заварицкий А. Н., Коржинский Д. С., Левицкий О. Д., Николаев В. А. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1955, 623 с., илл.

Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941, 16 с. (Петрография СССР, серия 1, Региональная петрография, вып. 10).

Богидаева М. В., Матвеенко В. Т.$_1$. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР).— Труды Всес. научно-исслед. ин-та золота и редких металлов (ВНИИ-1). Магадан, 1959. Сб. реф., 1960, с. 60—64.

Богидаева М. В., Матвеенко В. Т.$_2$. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). Магадан, 1960, 72 с. илл., карт. (Труды Всес. научно-исслед. ин-та золота и редких металлов ВНИИ-1, Геология, вып. 59).

Божинов Кр. Азбесът у нас (Болгария).— Природа (Бълг.), 1957, 6, № 3, с. 59—61.

Бок И. И. Ультраосновные и основные интрузивные породы Казахстана. Современное состояние изучения интрузий Казахстана. — Изв. Казахского фил. АН СССР, серия геол., 1945, вып. 6-7, с. 126—136.

Бок И. И. Распространение основных и ультраосновных пород в Казахстане.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1956, вып. 24, с. 20—25. Резюме на казах. яз.

Бок И. И., Мухля К. А. Амфиболиты и серпентиниты Шалгинского района и их взаимоотношение.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1956, вып. 24, с. 40—46.

Боровиков П. П., Львова И. А.$_1$. Генетические типы месторождений вермикулита и их промышленное значение.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, № 37, с. 7—18.

Боровиков П. П., Львова И. А.$_2$. Типы месторождений вермикулитов и их промышленное значение. В кн.: «Материалы сессии. Закономерности размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых» (Тезисы докладов). М., 1960, с. 67—71.

Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5, с. 3—17.

Бородин Л. С. О процессах нефелинизации и эгиринизации пироксенитов в связи с проблемой генезиса щелочных пород типа штолитов — мельтейгитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 6, с. 48—57. Библиогр. 10 назв.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955. 408 с., илл.

Боуэн Н. Л. и Туттл О. Ф. Система $MgO—SiO_2—H_2O$. В кн.: «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». Изд-во иностр. лит., 1950.

Брэгг В. Л. Структура силикатов. В кн.: «Основные идеи геохимии», вып. 3 Работы по структуре силикатов. Л., 1937, с. 47—131. Библиогр. 9 назв.

Бутакова Е. Л. К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1956, 89, с. 201—249, карты. Библиогр. 5 назв.

Бутакова Е. Л. Комплекс ультраосновных и щелочных пород северной окраины Сибирской платформы. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 2. Магматизм. М., 1958, с. 260—264.

Бутакова Е. Л. Щелочные и ультраосновные эффузивы Маймеча-Котуйского магматического комплекса севера Сибирской платформы и их значение для понимания генезиса последнего. В кн.: «Проблемы вулканизма». Материалы к 1-му Всесоюзному вулканологическому совещанию. Ереван, 1959, с. 285—287.

Бутакова Е. Л., Моор Г. Г., Эпштейн Е. М. Область развития ультраосновных и щелочных пород севера Сибирской платформы и связанные с нею эндогенные месторождения. В кн.: «Юбилейная сессия Ученого совета Института геологии Арктики». Л., 1957, с. 69—76.

Бутакова Е. Л., Моор Г. Г. Ультраосновные и щелочные породы северной окраины Сибирской платформы и их генетические взаимоотношения. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960, с. 469—471.

Бутырин Н. В. Обсуждение некоторых вопросов геологического строения и петрологии Западного (платиноносного) пояса габбро-перидотитовой формации Урала.— Труды Горно-геол. ин-та, Урал. фил. АН СССР, 1958 (1959), вып. 33, с. 301—312.

Васильевская Е. П. Геологическое районирование юго-запада Алтая.— Мат. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 19, с. 19—29, карты.

Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. СПб., 1913, 208 с., карта, 1917, 97 с.

Вертушков Г. Н., Ярош П. Я.₁. Черный хризотил-асбест из Баженовского месторождения на Урале.— Докл. АН СССР, 1956, 106, № 5, с. 907—910.

Вертушков Г. Н., Ярош П. Я.₂. Черный хризотил-асбест и его превращение в хризотил-асбест светлой окраски.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, 85, № 2, с. 224—228.

Веселов А. А. Рассказ об асбесте. Свердловск, Кн. изд-во, 1960, 74 с., илл. Библиогр. 7 назв.

Виленский А. М. Основные и ультраосновные породы центральной части хребта Султан-Уиз-Даг. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1958, 32 с., илл. Библиогр. 17 назв.

Винкман М. К. Новые данные о возрасте гипербазитов Алтая.— Докл. АН СССР, 1949, 68, № 1, с. 135—136. Библиогр. 4 назв.

Винкман М. К., Гинцингер А. Б. К вопросу о возрасте гипербазитов Горного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2, с. 144—146.

Виноградская Г. М. О генезисе некоторых оливиновых пород.— Докл. АН СССР, 1952, 87, № 5, с. 841—843.

Виноградская Г. М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале.— Докл. АН СССР, 1954, 97, № 5, с. 899—902.

Виноградская Г. М. Сланцеватый полосчатый дунито-перидотит.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 2, с. 232—235.

Виноградская Г. М. О генезисе полосчатых дунито-перидотитов западной полосы гипербазитов Урала.— Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1957, вып. 21, петрогр. сб. № 2, с. 66—80. Библиогр. 11 назв.

Висконт К. И., Сыромятников Ф. В. О характере месторождения асбеста на Октябрьском участке Баженовского района.— Мин. сырье, 1926, № 6, с. 435—442, илл.

Висьневский Я. С. Полезные ископаемые Таласского района.— Материалы по геол. Средней Азии, 1937, вып. 7, с. 31—55. Библиогр. 38 назв.

Висьневский Я. С. Петрография основных и ультраосновных пород Султан-Уиз-Дага. Ташкент, Изд-во Узбекского фил. АН СССР, 1940, 122 с., илл., табл. Библиогр. 8 назв.

Висьневский Я. С. Очерк ультраосновных и основных пород Узбекистана.— Записки Узбекского отд. Всес. мин. об-ва, 1953, вып. 4, с. 63—65.

Висьневский Я. С. Некоторые черты магматизма базитов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов. В кн.: «Материалы ко II Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 702—707.

Вишняков Н. Г. Классификация осадочных пород. В кн.: «Труды Межвузовского совещания по геологии и полезным ископаемым Центрально-Черноземных областей». Воронеж, 1957, с. 135—1954, илл.

Власенко А. В. Амфиболитовые породы Ильменских гор.— Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, 1959, № 2, с. 78—82. Библиогр. 6 назв.

Власов К. А. О теории десиликации гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 2, с. 297—334, илл. Резюме на англ. яз.

Водорезов Г. И., Розман Х. С. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов Южного Урала. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 1. Свердловск, 1956, с. 16—27.

Волков К. И. Пути рационального использования слюды-флогопита Восточ-

ной Сибири. В кн.: «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири». М., 1958, с. 82—94.

Вологдин А. Г. Аспагашское асбестовое месторождение.— Вестник Геол. ком., 1927, 2, № 1, с. 13—17.

Вологдин А. Г. Геологическая карта южной части Красноярского края (объяснительная записка). ГОНТИ, 1939.

Володченко В. И. Сырьевая база и перспективы развития асбестовой промышленности в Кустанайской области. В кн.: «Труды Объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблеме Тургайского регионально-экономического комплекса», т. 2. Алма-Ата, 1958, с. 335—346.

Волотовская Н. А.$_1$. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. В кн.: «Материалы ко II Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 358—361.

Волотовская Н. А.$_2$. Стратиграфия, магматизм и явления метаморфизма (Мурманская область. Палеозой. Ультраосновные и щелочные платформенные интрузии каледонского возраста. Ковдорский массив). В кн.: «Геология СССР», т. 27, ч. 1. М., 1958, с. 419—428.

Волотовская Н. А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. В кн.: «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». М., 1960, с. 169—173 (21 сессия Международн. геол. конгресс. Докл. сов. геол. Проблема 13).

Волохов И. М. Гипербазиты Салаира, их положение в Алтае-Саянской гипербазитовой провинции и некоторые вопросы проблемы гипербазитов вообще. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Томск, 1958, 15 с.

Волчек И. И. Перспективы асбестоносности Восточной Сибири и сопредельных районов Алтае-Саянской провинции.— В кн.: «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири». М., 1958, с. 106—121.

Воробьева О. А. О некоторых особенностях геологического строения Баранчинского массива на Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5, с. 61—78, илл. Библиогр. 6 назв.

Воробьева О. А. Щелочные породы СССР. В сб.: «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». Международный геологический конгресс, XXI сессия, докл. сов. геол., Проблема 13, 1960.

Гаврусевич Б. А. Проблемы геохимии флогопитового процесса Слюдянки в Прибайкалье.— Уч. записки Свердловск. ун-та, 1937, вып. 1, с. 153—214, табл. Библиогр. 18 назв.

Галюк В. А. Пренит из Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия).— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1956, 29, с. 73—76, илл. Библиогр. 5 назв.

Галюк В. А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия).— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1957, 31, с. 102—129, илл. Библиогр. 7 назв.

Галюк В. А. Геологическое строение, минералогия и генезис Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1958. 20 с.

Галюк В. А.$_1$. Гранаты гроссуляр-андрадитового состава из флогопитовых месторождений Тимптонской группы (Южная Якутия).— Изв. высш. учебн. заведений, геол. и разведка, 1959, № 11, с. 42—49. Библиогр. 14 назв.

Галюк В. А.$_2$. Флогопитовые месторождения Канады и Мадагаскара (По материалам зарубеж. лит.).— Изв. высш. учеб. заведений, геол. и разведка, 1959, № 3, с. 118—132. Библиогр. 10 назв.

Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Кокпектинский погребенный ультраосновной массив к югу от Мугоджар.— Разведка и охрана недр, 1959, № 7, с. 9—13. Библиогр. 10 назв.

Гапеев А. П. О маложелезистых тальках хребта Малый Кара-Тау.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., минер. и геох. АН СССР, вып. 48, 1961.

Гендлер В. Е. О гипербазитах гор Текели.— Вестник АН Казахской ССР, 1958, № 10, с. 80—84. Резюме на казах. яз.

Георгиев Г. К. Влакнестият минерал (Азбест).— Природа и знание (Болгар.), 1950, год 4, брой 3, с. 21—23, илл.

Герасимов И. П., Чихачев П. К. Геологический очерк Кызыл-Кумов (Туркестан). Отчет о работах 1927—1928 гг.— Труды Глав. геол.-развед. упр., 1932, вып. 82, 125 с., 1 л. карт.

Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951, 715 с., илл.

Гинзбург И. И. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 1-2. М., Изд-во АН СССР, 1946—1947 (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 80, 82, серия Уральск. компл. экспед. № 12).

Гокоев А. Г. Некоторые месторождения хризотил-асбеста в змеевиковом поясе Китойских гольцов (Восточные Саяны).— Изв. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, 51, вып. 10, с. 193—206, карты. Резюме на англ. яз. Библиогр. 10 назв.
Гольдбурт Т. Л. Меймечиты Гулинской интрузии.— Труды Ин-та геол. Арктики, 105, 1959.
Гольдман И. М., Лейзерзон М. С.$_1$. Использование плотного маложелезистого флогопита в качестве заменителя мусковита в конденсаторах. В кн.: «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири». М., 1958, с. 95—105.
Гольдман И. М., Лейзерзон М. С.$_2$. К вопросу об использовании слюды в конденсаторах.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та асбестоцемента, 1958, вып. 9, с. 51—73, илл., табл. Библиогр. 10 назв.
Горбунов Г. И. О хризотил-асбесте в ультраосновных породах Печенги.— Записки Всес. мин. об-ва, 1958, ч. 87, вып. 2, с. 237—240, илл. Библиогр. 5 назв.
Горбунов С. С. Месторождение талька в Юго-Осетии.— Мин. сырье, 1931, № 12, с. 1010—1014.
Горецкая Е. Н. Опыт подсчета баланса вещества при процессе серпентинизации.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та по геол. и полезным ископ., 1958, вып. 8, с. 118—125. Библиогр. 9 назв.
Горшков Г. С. Флогопиты из месторождений Алданской плиты.— Докл. АН СССР, 1945, 50, с. 433—436, илл., Библиогр. 11 назв.
Григорович М. Б. Вермикулит и его промышленность за рубежом.— Разведка и охрана недр, 1960, № 5, с. 57—58. Библиогр. 6 назв.
Григорьев Д. П. Изучение магнезиально-железистых слюд.— Записки Всерос. мин. об-ва, 1935, ч. 64, вып. 1, с. 21—79, илл. Резюме на англ. яз. Библиогр. 110 назв.
Гурьянова В. Н. Некоторые особенности строения и состава ультраосновных массивов Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, № 8, с. 39—45. Библиогр. 11 назв.
Деде С. С. Геологическое строение Бульчизского массива ультраосновных пород и закономерности распространения хромитовых месторождений (Албания). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., Госгеолтехиздат, 1960, 26 с.
Демин А. М. Амфиболовые периодититы на Северном Кавказе.— Научн. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, 1959, № 1, с. 37—40. Библиогр. 8 назв.
Дзевановский Ю. К., Лазько Е. М. Стратиграфия архея Алданского щита.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 2-3, с. 80—94.
Дижур Б. А. Волокнистый камень. Свердловск. Кн. изд-во, 1958. 51 с.
Домарев В. С. О метаморфизме пород средней подсвиты криворожской свиты.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, вып. 4, 1955.
Дромашко С. Г. Сравнительная характеристика палыгорскитов, тальков и пирофиллитов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, с. 333—334.
Дромашко С. Г. Сравнительная характеристика палыгорскита, талька и пирофиллита.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7, с. 191—212, 17 илл. Библиогр. 14 назв.
Другова Г. М., Лурье М. Л., Обручев С. В. Докембрий северо-востока Тувы.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1955, вып. 5, с. 255—314, илл.
Другова Г. М. и др. Геология докембрия Алданского горно-промышленного района.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1959, вып. 8, с. 5—332, карты, илл.
Дубяча Ю. Г. Завальско-Хищеватский комплекс изверженных темноцветных пород и хромитовые пероксиниты.— В кн.: «Докембрий Украинской ССР», ч. 1. Харьков—Киев, 1937, с. 9—61. Резюме на англ. яз.
Дыбков В. Ф. Структура рудного поля Баженовского асбестового района как важнейший критерий при поисках «слепых» залежей.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1955, 30, № 2, с. 145—163. Библиогр. 8 назв.
Евзикова Н. З. Случай закономерного срастания флогопита и апатита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, вып. 3, с. 255—260.
Егоров А. С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае. Томск, 1937, 41 с. (Материалы по геол. Зап. Сибирск. края, вып. 40). Библиогр. 33 назв.
Егоров Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 1, с. 108—111.
Егоров Л. С., Аникеев Л. И. К вопросу о происхождении Гулинского месторождения флогопита.— Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, 1957, № 1, с. 41—43.

Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. О форме и механизме образования Гулинской интрузии.— Труды Ин-та геол. Арктики, 107, 1959.

Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии.— Труды ин-та геол. Арктики, 1961, 122.

Егоян В. Л., Хаин В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры.— Докл. АН СССР, 1953, 91, № 4, с. 919—922, карт.

Елизарьев Ю. З. К вопросу о генезисе Слюдянского флогопитового месторождения.— Труды Иркут. ин-та, серия геол., 1959, 14, вып. 4, с. 131—144. Библиогр. 5 назв.

Елисеев Н. А. К вопросу о генезисе месторождений сегозерского горшечного камня.— Записки Росс. мин. об-ва, 1929, ч. 58, вып. 1, с. 81—104.

Елисеев Н. А. Петрология и металлогения ультраосновных и основных никеленосных интрузий Кольского полуострова. В кн.: «Материалы ко II Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 353—357.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1959, 415 с., илл.

Елисеев Н. А. Ультраосновные и основные интрузии Кольского полуострова. В кн.: «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». М., 1960, с. 174—182 (21 сессия Международ. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 13). Библиогр. 7 назв.

Елисеев Н. А. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Петрография. Минералы и руды. Геохимия никеля. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, 357 с., илл., табл. (Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 10).

Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И., Юдин Б. А. Оливин в ультраосновных и основных породах Кольского полуострова.— Вестник Ленингр. ун-та, 1960, № 12, серия геол. и геогр., вып. 2, с. 5—14. Резюме на англ. яз. Библиогр. 14 назв.

Еникеев М. Р. О некоторых минералах коры выветривания Чаткала.— Записки Узбекского отд. Всес. мин. об-ва, 1954, вып. 5, с. 59—70, илл.

Еремеев В. П.$_1$. Материалы по петрографии и нерудным ископаемым Юго-Восточной и Западной Тувы.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1957, вып. 10, с. 108—142, илл.

Еремеев В. П.$_2$. О гидромагнезиальных минералах в Актовракском гипербазитовом массиве.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1957, вып. 10, с. 29—40, илл.

Еремеев В. П. Геолого-петрографическая характеристика Актовракского месторождения хризотил-асбеста как специфический пример асбестового месторождения Баженовского типа в Восточной Сибири. В кн.: «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири». М., 1958, с. 122—140.

Еремеев В. П. Петрография и генезис Актовракского месторождения хризотил-асбеста.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1959, вып. 31, с. 68—111.

Еремеев В. П.$_1$. Генезис Чазадырского проявления роговообманковой минерализации (Западная Тува).— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1960, вып. 47, с. 43—52.

Еремеев В. П.$_2$. Тувинская автономная область — вторая асбестовая сырьевая база Советского Союза. В кн.: «Развитие производительных сил Восточной Сибири», т. 2. М., 1960, с. 30—43, карт. Библиогр. 13 назв.

Еремеев В. П. Генетические типы талькитов и тальковых камней Тувинской автономной области.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1961, вып. 48.

Еремеев В. П. и др. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактового воздействия гранитоидов на ультраосновные породы.— В кн.: «Асбест как минерал и полезное ископаемое. М., 1959, с. 19—35, илл. (Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, вып. 31). Библиогр. 26 назв.

Еременко М. А. К вопросу оталькования хлоритовых сланцев в Криворожском бассейне.— Научн. записки Днепропетров. ун-та, 1954, 39, с. 49—54. Библиогр. 5 назв.

Ершов В. А. Ультраосновные породы Украины и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». М., 1960, с. 183—193, карт. Библиогр. 8 назв. (21 сессия Международ. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 13).

Ефремов Н. Е.$_1$. Карачаит — новый минерал.— Изв. АН СССР, серия геол. 1936, № 6, с. 921—928. Библиогр. 14 назв.

Ефремов Н. Е.$_2$. Месторождение хризотил-асбеста на реке Б. Лабе (Азово-Черноморский край).— Мин. сырье, 1936, № 11, с. 8—11. Библиогр. 17 назв.

Ефремов Н. Е. Серпентиниты реки Белой.— Изв. Ростов. научно-исслед. ин-та прикл. химии, 1937, кн. 2, с. 21—35. Библиогр. 22 назв.

Ефремов Н. Е.₁. К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 1, с. 107—132. Библиогр. 51 назв.

Ефремов Н. Е.₂. Серпентиниты Северного Кавказа в связи с вопросом их комплексного использования.— Сов. геология, 1938, т. 8, № 7, с. 52—63. Библиогр. 16 назв.

Ефремов Н. Е.₁. К системе минералов серпентиновой группы.— Докл. АН СССР, 1939, **22**, № 7, с. 437—440. Библиогр. 10 назв.

Ефремов Н. Е.₂. О зональности в распространении ультрабазитов Кавказского хребта.— Докл. АН СССР, 1939, **24**, № 5, с. 450—453. Библиогр. 6 назв.

Жариков В. А. Реакционные явления магматической и постмагматической стадии при формировании скарново-рудных месторождений. В кн.: «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 274—295, илл.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1959, 371 с., илл., табл., карты (Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, вып. 14).

Жариков В. А., Подлесский К. В. О поведении пироксена как минерала переменного состава в инфильтрационных скарновых зонах.— Докл. АН СССР, 1959, **105**, № 5, с. 1096—1099.

Жеру М. И. Критерии выделения карбонатного цементного сырья в архейских толщах Южного Прибайкалья. В сб.: «Вопросы изучения и развития сырьевой базы графита, стекольных, керам. и некот. строит. материалов Вост. Сибири». Изд-во АН СССР, 1958, с. 100—108.

Заварицкий А. Н. Общие задачи геологоразведочных работ на Урале, необходимых для нужд рудной промышленности.— Горный журнал, 1922, № 10—12, с. 1—12. То же: Избр. труды, т. 1. М., 1956, с. 331—342.

Заварицкий А. Н. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале.— Изв. Геол. ком., 1924, **43**, № 3, с. 361—396. То же: Избр. труды, т. 1. М., 1956, с. 349—367. Библиогр. 48 назв.

Заварицкий А. Н. Дунит Нижне-Тагильского массива на Урале с глубины 500 метров.— Вестник Геол. ком., 1925, № 4, с. 35—38. То же: Избр. труды, т. 1. М., 1956, с. 65—68.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.—Л., Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд-во, 1932, 221 стлб, илл. Резюме на англ. яз. То же: Избр. труды, т. 1. М., 1956, с. 483—665, илл.

Заварицкий А. Н. Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы. В кн.: «Петрография СССР». Серия 1, вып. 7. Петрография Урала. Ч. 1. М.—Л., 1937, с. 7—54.

Заварицкий А. Н. Изверженные торные породы. Изд-во АН СССР, 1955, 480 с., илл., табл.

Затоковенко В. А. К вопросу о возрасте серпентинитов района реки Лабы (Сев. Кавказ).— Уч. записки Ленингр. ун-та, 1941, № 66, серия геол.-почв. наук, вып. 10, с. 93—103.

Зискинд М. С., Терновой В. И. Месторождения вермикулита Кольского полуострова.— Материалы по геол. и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, 1960, вып. 2, с. 128—149.

Златкинд Ц. Г.₁. Ковдорозерский плутон щелочных и ультраосновных пород.— Докл. АН СССР, 1945, **48**, № 9, с. 687—689, илл. Библиогр. 5 назв.

Златкинд Ц. Г.₂. Оливиновые турьяиты (ковдориты) новые глубинные мелилитовые породы Кольского полуострова.— Сов. геология, 1945, сб. 7, с. 88—95. Библиогр. 6 назв.

Златкинд Ц. Г., Шалимов А. И. Ено-Ковдорозерский плутон щелочных и ультраосновных пород (Кольский полуостров).— Сов. геология, 1946, № 12, с. 26—34. Библиогр. 5 назв.

Золоев К. К. О методике поисков и разведки месторождений голубого асбеста.— Информ. бюлл. Урал. геол. упр., 1958, № 2 (8), с. 24—26.

Зубарев И. Н. Вермикулит. М.—Л., Госгеолиздат, 1948. 35 с. (Требования промышленности к качеству мин. сырья, вып. 60).

Иванов А. И., Пирожников Л. П. Возраст щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1959, **127**, № 5, с. 1078—1080.

Иванова В. П. О термической характеристике некоторых минералов из группы водных алюмосиликатов и магнезиальных силикатов. В кн.: «Труды 3-го Совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, 31 янв.— 4 февр. 1939 г.». М.—Л., 1940, с. 115—125.

Иванова В. П., Корнилов Н. А. Асбестовидный (поперечно-волокнистый) хлорит из медно-никелевого месторождения.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 1, с. 154—157, илл. Библиогр. 6 назв.

Иванова В. П., Федотьев К. М. О диагностике и количественном определении водных минералов методом термического анализа.— Сов. геология, 1945, сб. 8, с. 89—91, илл. Библиогр. 9 назв.

Игнатова М. Д. Магнезитовые и тальковые месторождения Удерейского района Красноярского края. Красноярск, 1958, 12с.

Изумрудные копи на Урале. Сборник статей и материалов под ред. А. Е. Ферсмана Пг., 1923, 83 с. илл. (Материалы для изуч. естеств. производ. сил России, вып. 44).

Ильин А. В., Моралев В. М. Железистые кварциты в Туве.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2, с. 80—81.

Иностранцев А. А. Untersuchungen von Kalksteinen und Dolomiten als Beitrag zur Kenntniss des Metamorphismus.— Tschermak mineral. Mitt., 1872, S. 46—51.

Иодер Х. С. Система $MgO — Al_2O_3— SiO_2— H_2O$ и соответствующие метаморфические фации. В кн.: «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования», с. 77—136. Изд-во иностр. лит., 1954. Библиогр. 56 назв.

Искюль В. И. О родузите с р. Аскиз, к вопросу о его химическом строении и выветривании.— Изв. АН, 1907, 1, полутом. 2, № 12—18, с. 559—580.

Исмаилов М. И. О флогопите из месторождения Накпай (Алмалыкский рудный район).— Записки Узбекского отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 13, с. 100—103. Библиогр. 14 назв.

Кавардин Г. И. О некоторых особенностях химизма породообразующих минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова.— Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 2, с. 16—24. Библиогр. 12 назв.

Каденский А. А. Формации основной и ультраосновной магмы складчатых областей.—Уч. записки Ленингр. пед. ин-та им. А. И. Герцена, 1955, 3, с. 203—204.

Каденский А. А. Об условиях метаморфизма и ультраметаморфизма архейских пород Алданского щита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 9, с. 66—73.

Каденский А. А., Сердюченко Д. П. Об ультрабазитах Большого Кавказа.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 2, с. 255—259.

Кадушкин А. В. Месторождения асбеста, магнезита и огнеупорных глин в районе хр. Шуран.— За недра Средней Азии, 1932, № 1, с. 68—70.

Казахашвили Т. Г. К петрографии и генезису Чорчанского месторождения талька.— Труды Груз. политехн. ин-та, 1955, горно-геол. сб., № 3, с. 75—96, табл. Библиогр. 15 назв.

Кайгородцев Г. Г. О взаимоотношении габбро с гипербазитами в Усть-Бельском массиве.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1958, вып. 13, с. 67—71, илл.

Калинин П. В.$_1$. Генезис флогопитовых месторождений. В кн.: «Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье)» М.—Л., 1939, с. 245—262, табл. (Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 150).

Калинин П. В.$_2$. Минералы Слюдянского района.— В кн.: «Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье)». М.—Л., 1939, с. 176—244, илл. (Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 150).

Калинин П. В.$_3$. Главнейшие типы месторождений флогопита Слюдянского района. — В кн: «Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье)» М.—Л., 1939, с. 115—175. (Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 150).

Калинин П. В. Минералогия и генезис пегматитов и связанных с ними минеральных образований в Слюдянском районе (Южное Прибайкалье). Дисс. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-мин. наук. М., 1958. 480 л., илл., карты.

Калинин П. В., Роненсон Б. М. Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений.— Сов. геология, 1957, сб. 58, с. 56—73, илл. Библиогр. 14 назв.

Калинин П. В. и др. Промышленные типы месторождений флогопита Восточной Сибири и задачи дальнейших исследований. В кн.: «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири». М., 1958, с. 46—62.

Кальянов Н. Н. Вермикулит — эффективный теплоизоляционный материал.— Строит. материалы, 1959, № 2, с. 15—17.

Каримов А. М. Изучение Дубровского месторождения амфибол-асбеста в Чистопольском районе Кокчетавской области в 1956 г.— Ежегод. по результатам работ Мин-ва геол. и охраны недр СССР, 1958, вып. 5, с. 28.

Картвелишвили Г. И. Гидрогеология Чорчанского месторождения талька.— Труды Груз. политехн. ин-та, 1957, № 8, с. 74—80.

Картвелишвили Г. И. Гидрохимические особенности района Чорчанского месторождения талька.— Труды Груз. политехн. ин-та, 1960, № 1, с. 83—89. Библиогр. 5 назв.

Каршенбаум О. П., Кулишев М. Н. До питання про талько-карбонатный горизонт Криворiжжя.— Геол. журнал, 1953, 13, вып. 4, с. 83—85. Библиогр. 5 назв.

К а ш и н С. А. Коренная платина уральских дунитов.— Труды Ин-та НИГРИЗолото, 1956, вып. 21, с. 93—102. Библиогр. 9 назв.
К а ш к а й М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Пред. акад. Д. С. Белянкина. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1947, 242 с., илл., карты.
К а ш к а й М. А. Немалит и асбест. В кн.: «Геология Азербайджана. Нерудные полезные ископаемые». Баку, 1957, с. 37—377, илл.
К е й л ь м а н Г. А. Новые данные о геологическом строении района Сысертской гранитной интрузии.— Сов. геология, 1958, № 6, с. 121—135. карт. Резюме на англ. яз. Библиогр. 9 назв.
К е н А. Н. Гипербазитовые пояса Тувы.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, № 28, с. 37—53, карт. Библиогр. 12 назв.
К е н А. Н., Ш а п о ш н и к о в Г. Н. О послесилурийских ультраосновных интрузиях Тувы.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1959, № 8, с. 29—38, карт.
К е р и м о в Г. И. К классификации основных и ультраосновных пород.— Докл. АН Азерб. ССР, 1959, **15**, № 10, с. 915—922. Библиогр. 11 назв.
К и р и ч е н к о А. П., С м о л и н П. П. Основные черты геологического строения Киргитейского рудного поля и условия локализации различных типов тальковых руд магнезиально-карбонатной группы. В кн.: «Материалы сессии «Закономерности размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых». М., 1960, с. 81—84.
К и р с а н о в Н. В., С е м е н т о в с к и й Ю. В. О классификации терригенных и терригенно-карбонатных пород.— Изв. Казанского фил. АН СССР, серия геол. наук, 1956, вып. 5, с. 139—158, илл. Библиогр. 27 назв.
К и ц у л В. И. Ступени прогрессивного регионального метаморфизма карбонатных пород ладожской формации.— Труды Лабор. геол. докембрия, вып. 11, 1960, с. 230—239, карты библиогр. 18 назв.
К л а г и ш Б. Д. О природе тальково-амфиболовых сланцев метаморфической толщи Курской магнитной аномалии.— Докл. АН СССР, 1956, **107**, № 6, с. 877—880, табл. Библиогр. 4 назв.
К л е к о в к и н Н. Ф. Сравнительная геолого-промышленная характеристика флогопитоносных районов по новейшим данным и перспективы увеличения сырьевой базы флогопита. В кн.: «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири». М., 1958, с. 32—45.
К л е к о в к и н Н. Ф., Г о р ш к о в Г. С. Геологический очерк Эмельджакского месторождения флогопита (Томмотский район Якутской АССР).— Труды Алданской геол.-развед. экспед., 1944, вып. 1, с. 41—74, карт., илл.
К л и м о в Л. В., С о л о в ь е в Д. С. Корреляция геологических формаций побережья моря Росса и Берега Отса.— Информ. бюлл. Сов. Антаркт. экспедиции, 1960, № 16, с. 7—10.
К л у н н и к о в С. И., П о п о в А. И. Метаморфические толщи юго-западного Памира. Л., Изд-во Тадж.-Памир. экспедиции, 1936, 102 с., илл., карты (Труды Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР, вып. 69). Библиогр. 18 назв.
К н е ж е в и ч В. и Х а в л и к И. О поіави жичне перидотитске стене у серпентину код Прешева.— Зап. Српск. геол. друштва за 1956 г., 1957, с. 17—21. Резюме на англ. яз.
К о б и л е в А. Г. Амфиболиты бассейна р. Б. Лабы (Северный Кавказ).— Изв. Новочеркасск, индустр. ин-та, 1939, 5 (19), с. 3—24. Резюме на нем. яз.
К о в а л е в Г. А., Д ь я к о н о в Ю. С. О структурных особенностях вермикулитоподобных минералов с Кольского полуострова.— Записки Всес. мин. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 4, с. 458—460. Библиогр. 5 назв.
К о в р и г и н И. Н. Замечания о геогностическом составе восточной части Саяна и отрогов его, заключающихся в верховьях рек Иркута и Китоя.— Горный журнал, 1836, ч. 3, кн. 9, с. 483—533, карта.
К о л б и н М. Ф. О месторождении талькового камня и асбестопроявлении в Спасском районе Приморского края.— Сообщ. Дальневосточ. фил. СО АН СССР, 1960, № 12, с. 148—150.
К о л о д я ж н ы й А. П. Результаты асбестовой экспедиции в верховьях рек Кубани и Б. Лабы.— Мин. сырье, 1926, № 10—11, с. 723—730.
К о н е в А. $А._1$. Интрузия рудных перовскитовых пироксенитов в Восточном Саяне.— Докл. АН СССР, 1960, **133**, № 4, с. 935—938.
К о н е в А. $А._2$. Щелочные и ультраосновные породы Сайжинского и Глухенского плутонов.— Записки Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1960, вып. 2, с. 69—84.
К о н о н о в а В. А. О нефелинизации пироксенитов и мраморов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 6, с. 58—68. Библиогр. 6 назв.
К о н с т а н т и н о в Н. Ф. Генетические особенности месторождения тальковитов близ города Джетыгара на Южном Урале.— Изв. высш. учеб. заведений, геол. и разведка, 1960, № 3, с. 87—93. Библиогр. 18 назв.

К о н ю к А. А. Щелочные базиты и ультрабазиты Таласского хребта.— Труды Ин-та геол. АН Киргизской ССР, 1956, вып. 7, с. 27—35.

К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С., К у з н е ц о в Е. А. Борзовское месторождение корунда. М., Гос. тех. изд-во, 1931, 318 с., 1 л. карт., илл. Резюме на англ. яз. (Труды Ин-та прикл. мин., вып. 47). Библиогр. 143 назв.

К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С. Несколько замечаний о возрасте ультраосновных и основных интрузий Урала. В кн.: «Академику Дмитрию Степановичу Белянкину». М., 1946, с. 286—292. Библиогр. 15 назв.

К о р ж и н с к а я К. Н. Структура рудного поля Слюдянского месторождения флогопита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 6, с. 69—83. Библиогр. 6 назв.

К о р ж и н с к и й А. Ф. Тальк из скарновой зоны Гумбейского месторождения.— Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1953, вып. 20, с. 68—73, илл. Библиогр. 3 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С. Геология и полезные ископаемые Южного района. В кн.: «Геология и полезные ископаемые». Л., 1933, с. 183—221 (Труды Совещ. по изуч. производ. сил. СССР. К 10-летию Якутской АССР, вып. 2). Библиогр. 56 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_1$. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности.— Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 71, 54 с., илл., табл. Библиогр. 45 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_2$. Петрология архейского комплекса Алданской плиты.— Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 86, 75 с., илл., табл. Библиогр. 24 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_3$. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 1, с. 35—60, илл., табл. Библиогр. 14 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. В кн.: «Слюды СССР». Л.—М., 1937, с. 93—114, илл. Библиогр. 5 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 1. М.— Л., 1939, с. 349—366. Библиогр. 35 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды Ин-та геол. наук, АН СССР, 1940, вып. 12, петрогр. серия (№ 5), 100 с., илл., табл. Библиогр. 102 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С. Контактовые реакционно-метасоматические месторождения.— Докл. АН СССР, 1941, 33, № 2, с. 143—145, илл. Библиогр. 4 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. — Записки Всерос. мин. об-ва, 1942, ч. 71, вып. 3—4, с. 160—167, илл. Библиогр. 3 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1945, вып. 61, петрогр. серия (№ 21), 111 с., илл., табл.

К о р ж и н с к и й Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилы.— Записки Всерос. мин. об-ва, 1946, ч. 75, вып. 4, с. 321—332, илл. Библиогр. 4 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 29, петрогр. серия (№ 10), 164 с., илл., табл. Библиогр. 61 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_1$. Вывод уравнения инфильтрационной метасоматической зональности.— Докл. АН СССР, 1951, 77, № 2, с. 305—308. Библиогр. 3 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_2$. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил.—Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 6, с. 64—86, илл. Библиогр. 8 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_3$. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности.— Докл. АН СССР, 1951, 78, № 1, с. 95—98. Библиогр. 4 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_1$. Вывод уравнения простой диффузионной метасоматической зональности.— Докл. АН СССР, 1952, 84, № 4, с. 761—764. Библиогр. 4 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_2$. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава.— Докл. АН СССР, 1952, 86, № 3, с. 597—600, илл. Библиогр. 3 назв.

К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., 1953, с. 332—452, илл.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_1$. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. 2-е. М., 1955, с. 338—456, илл.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_2$. По поводу статьи В. Ф. Барабанова о генезисе слюдянского флогопитового месторождения.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, 84, № 1, с. 122—123.

К о р ж и н с к и й Д. С.$_3$. Проблемы петрографии магматических пород, связанные

со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды 1-го Всесоюзного петрографического совещания. М., 1955, с. 220—234, илл. Библиогр. 9 назв.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовател ность реакций при послемагматических процессах.— Геохимия, 1956, вып. 7, с. 3—10, табл. Библиогр. 4 назв.

Коржинский Д. С.₁. Режим кислотности послемагматических растворов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12, с. 3—12. Библиогр. 11 назв.

Коржинский Д. С.₂. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957, 184 с., илл.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В кн.: «Материалы ко 2 Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 22—35. Библиогр. 12 назв.

Корнилов Н. А. Об аномальных оптических свойствах некоторых асбестовидных гидросиликатов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, т. 88, вып. 2, с. 115—125.

Косэки. О разведке на хризотил-асбест в руднике Носава.— Bull. Geol. Survey Japan, 1954, 5, № 4, p. 31—36. Текст на японск. яз. Резюме на англ. яз.

Котляр В. Н. О происхождении пород талькового горизонта криворожской толщи.— Докл. АН СССР, 1952, 83, № 1, с. 139—140.

Котул ский В. К., Шейнманн Ю. М. Ультраосновные породы бассейна Меймечи.— Бюлл. Бюро техн. информ. Норильского комбината, 1945, № 3—4 (10-11), с. 7—10, илл.

Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Северного Казахстана. В кн.: «Тектоника СССР», т. 1, М.—Л., 1948, с. 231—293, 1 л. карт.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Твердые битумы, нефть и горючие газы в интрузиях гипербазитов, в траппах и вулканических трубках. В кн.: «Проблема миграции нефти». М., 1959, с. 151—164, карт.

Кротов Б. П. О включениях антигорита в оливине и пироксене перидотитов Урала.— Протоколы засед. Об-ва естествоиспыт. при Казан. ун-те, 1911, 42, прил. № 160, с. 1—28.

Кротов Б. П. Петрографическое описание южной части Миасской дачи. Казань, 1915, 402 с., илл., табл., карты (Труды Об-ва естествоиспыт. Казан. ун-та, 47, вып. 1).

Кротов Б. П. Геологические исследования в Алапаевском округе на Урале.— Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 2, с. 151—171, карты.

Крупные залежи асбеста в провинции Сычуань.— Цзиньжи Синьвэн, Jingi xinwen, 1958, 23 июля, № 2958, с. 2-3. Текст на китайск. яз.

Крутов Г. А., Петрова Е. А. Кобальтин в серпентинитах Халиловского района на Южном Урале.— Труды Моск. геол. развед. ин-та, 1956, 29, с. 69—72.

Крыжановский В. И. Месторождение серпентин-асбеста в Березовской, Каменской и Монетной дачах на Урале.— Труды Геол. музея АН, 1907, 1, вып. 3, с. 57—79, 3 л., табл.

Кузнецов В. А.₁. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы.— Докл. АН СССР, 1948, 60, № 2, с. 269—271, илл. Библиогр. 5 назв.

Кузнецов В. А.₂. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1, с. 41—56, илл. Библиогр. 12 назв.

Кузнецов В. А. Стратиграфическое положение гипербазитов Тувы и Западного Саяна.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, 74, вып. 1, с. 108—114.

Кузнецов В. А. О возрасте гипербазитовых интрузий Горного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4, с. 76—87. Библиогр. 23 назв.

Кузнецов Е. А. Габбро-перидотитовые формации Урала— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 2, с. 150.

Кузнецов Е. А. Дисперсия двупреломления некоторых амфиболов.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, серия геол., 1959, 39, вып. 2, с. 144.

Кузнецов Е. А. Дисперсия двупреломления некоторых слюд ряда флогопита—биотита.— Вестник Моск. ун-та, серия 4, геол., 1960, № 2, с. 3—18. Библиогр. 7 назв.

Кузнецов Е. А. Ультраосновные породы р. Джусалы (Казахстан) и их флогопит.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 3, с. 141—142.

Кузнецов И. Г. Геолого-петрографический очерк и генезис Карачаевского серебро-свинцового месторождения.— Материалы по общей и прикл. геол., 1924, вып. 11, 64 с., илл., 2 л. карт. 8 л. табл.

Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж.— Труды Лабор. геол. докембрия, вып. 1, 1952.

Кузнецова В. Н. Особенности структуры и генезиса залежи Главной Кпембайского месторождения хризотил-асбеста.— Сов. геология, 1960, № 8, с. 39—49, карт. Резюме на англ. яз.

К у з н е ц о в а В. Н. Гидротермальный метаморфизм гипербазитов Киембайской интрузии. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Урала и Тургая». Л., 1961.
К у к о в с к и й Е. Г. Роговая обманка из коры выветривания амфиболита.— Мин. сб. Л вовск. геол. об-ва, 1958, № 12, с. 448—451, табл. Резюме на англ. яз.
К у к о в с к и й Е. Г. О минералогических изменениях в коре выветривания талько-хлоритовых сланцев юга Украинского кристаллического щита.— Науч. записки Киевск. ун-та, 1959, № 18 (6), геол. ф-т, сб. 8, с. 131—137. Текст. на укр.яз.
К у л е ш о в Г. Ф. Некоторые особенности асбестопроявления в карбонатных породах Вангырского района на Урале.— Записки Всес. мин. об-ва, 1958, **87**, № 3, с. 373—379, илл. Библиогр. 4 назв.
К у м а н В. Е.$_1$. Мінералогічна характеристика амфибол-азбесту з Кривого Рогу.— Геол. журн., 1960, **20**, вып. 3, с. 68—71.
К у м а н В. Е.$_2$. О генезисе амфибол-асбестовой минерализации железисто-кремнистых формаций докембрия и перспективах выявления месторождений амфибол-асбеста в Криворожье.— Докл. АН СССР, 1960, **131**, № 1, с. 161—163, табл. Библиогр. 5 назв.
К у м а н В. Е. Амфибол-асбест Криворожского железорудного бассейна. Автореф. дисс. канд. геол-мин. наук. Изд-во Киевского Гос. Университета.
К у п л е т с к и й Б. М. Химико-петрографическая характеристика пироксенитовой интрузии у ст. Африканда на Кольском полуострове.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1938, вып. 2, петрогр. серия (№ 1), с. 1—31, илл.
К у п л е т с к и й Б. М. Мелилитовые породы в щелочном комплексе Енского района Кольского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3, с. 99—120, илл. Библиогр. 5 назв.
К у п л е т с к и й Б. М., Ч у м а к о в А. А. О происхождении щелочных гранитов Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1948, **59**, № 4, с. 727—730.
К у р н а к о в Н. С., Ч е р н ы х В. В. Физико-химическое исследование змеевиков и хлоритов.— Записки Росс. мин. об-ва, 1926, **55**, вып. 1, с. 183—194, илл. Резюме на нем. яз.
К у х а р е н к о А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ним редкометалльные месторождения.— Записки Всес. мин. об-ва, 1958, ч. 87, вып. 3, с. 304—314, карт.
К у х а р е н к о А. А., О р л о в а М. П. Некоторые вопросы петрологии нижне- и среднепалеозойского комплекса ультраосновных и щелочных массивов Кольского полуострова. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960, с. 454—457.
Л а в р е н е в Ю. Б., П о ж а р и ц к а я Л. К. Новая формация щелочных пород в Восточном Саяне. В кн.: «Материалы ко II Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 566—569.
Л а в р е н е в Ю. Б., П о ж а р и ц к а я Л. К.$_1$. Карбонатиты Восточного Саяна.— В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960, с. 466—468.
Л а в р е н е в Ю. Б., П о ж а р и ц к а я Р. К.$_2$. Некоторые черты ультраосновной щелочной формации Восточной Сибири.— Мин. сырье, 1960, вып. 1, с. 53—61.
Л а з д е н е к Г. Ф., Б о г о л ю б о в А. Н. Пути повышения эффективности крупномасштабных геологосъемочных работ на флогопитовых месторождениях Алданского района. В кн.: «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири». М., 1958, с. 75—81.
Л а з о в В. С. Месторождения асбеста в Горном Алтае.— Горный журнал, 1925, № 6, с. 452—453.
Л а ш е в Е. К. Слюды. Ч. 1. Свойства слюды. М., Промстройиздат, 1948, 296 с., илл., табл. Библиогр. 187 назв.
Л е б е д е в В. И. К вопросу о процессах образования друзитов, пироксено-гранатовых амфиболитов и амфиболитов.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1951, **68**, вып. 2, с. 238—282, илл. Библиогр. 19 назв.
Л е б е д е в Ю. С.$_1$. Гіпербазитовый пояс Середнього Побуття.— Вісн. Київ. ун-ту, серия геол. та геогр., 1958, № 1, вып. 1, с. 23—30. Резюме на русск. яз.
Л е б е д е в Ю. С.$_2$. Нікельовий гідрохлорит кори вивітрювання гіпербазитив Побужжя.— Донов. АН УРСР, 1958, № 10, с. 1091—1094. Резюме на русск. и англ. яз. Библиогр. 7 назв.
Л е б е д и н с к и й В. И. Об ультраосновной породе в бассейне р. Волчьей (УССР).— Докл. АН СССР, 1955, **101**, № 3, с. 549—551. Библиогр. 6 назв.
Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Что такое дунит?— Докл. АН СССР, 1928, серия А, № 20—21, с. 403—406.
Л е о н т ь е в Л. Н., Х а и н В. Е. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе.— Докл. АН СССР, 1949, **65**, № 1, с. 73—75. Библиогр. 13 назв.
Л и П у. К вопросу о массивах ультраосновных пород Китая. В кн.: «Магматизм

и связь с ним полезных ископаемых. Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания». М., 1960, с. 415—417.
Линник М. А. Петрогенезис талькового горизонта Кривого Рога.— Науч. записки Днепропетр. ун-та, 1948, **31**, с. 23—26, илл. Библиогр. 6 назв.
Лицарев М. А.₁. Генетические типы промышленных флогопитовых месторождений Алдана и некоторые закономерности образования и локализации маложелезистого флогопита. В кн.: «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири. М., 1958, с. 63—74.
Лицарев М. А.₂. Гроссуляро-волластонитовые скарны Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия).— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 3, с. 31—45, илл. Библиогр. 19 назв.
Лицарев М. А.₃. Типы метасоматической зональности на контакте доломитов с алюмосиликатными породами и место в ней флогопита. В кн.: «Материалы ко II Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 310—314.
Лицарев М. А.₁. Типы метасоматической зональности на контакте доломитов с алюмосиликатными породами и место в ней флогопита (на примере флогопитовых месторождений СССР). В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960, с. 559—562.
Лицарев М. А.₂. Типы флогопитовых месторождений Алдана, условия их образования и закономерности локализации. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1960. 25 с., илл.
Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1961, вып. 67, 167, с., илл., табл.
Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Хромитоносность Кемпирсайского ул траосновного массива на Южном Урале. В кн.: «Хромиты СССР», т. 2. М.—Л., 1940, с. 5—196, илл., табл.
Лодочников В. Н. Асбест в Восточном Саяне.— Рудный вестник, 1916, **1**, № 1, с. 29—30.
Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты и петрографические проблемы, связанные с ними.— Проблемы сов. геол., 1933, **2**, № 5, с. 119—150.
Лодочников В. Н.₁. Еще раз относительно «серпентинов и серпентинитов».— Проблемы сов. геол., 1936, № 11, с. 993—1007.
Лодочников В. Н.₂. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Л.— М., Глав. ред. геол.-развед. и геодез. лит., 1936, 817 с., илл. (Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 38).
Лурье М. Л. и Обручев С. В. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1950.
Лурье М. Л., Полунина Л. А. Ультраосновные породы Чадобецкого поднятия. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 2. Магматизм. М., 1958, с. 266—267.
Лучицкий В. И. Ультраосновные и щелочные основные породы северо-восточного Приазовья.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, **2**. М., 1936, с. 3—73.
Лучицкий В. И. Об ультраосновных породах Восточного Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1938, **19**, № 3, с. 169—172.
Лучицкий В. И. Сравнительная характеристика основных и ультраосновных пород Украины и их металлогения.— Труды Моск. геол.- развед. ин-та, 1940, **20**, с. 151—176, илл. Библиогр. 19 назв.
Лучицкий В. И. Щелочные породы Криворожского бассейна. В сб., посвящ. Д. С. Белянкину, 1948, изд. АН СССР.
Лю Ин - цзюнь. Генезис Лайюаньского и Яньмэйдунского месторождений асбеста в провинции Хэбэй (содержание асбеста в основных сульфидных породах).— Личжи ' жиши 1957, № 10, с. 6—12. Текст на китайск. яз.
Ляпичев Г. Ф. Некоторые особенности геологического картирования основных и ультраосновных интрузий Центрального Казахстана.— Изв. АН Казахской ССР, серия геол., 1956, вып. 24, с. 26—39. Резюме на казах. яз. Библиогр. 9 назв.
Ляхович В. В. Ультраосновные породы Средне-Витимской горной страны.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 159, петрогр. серия (№ 32), с. 51—68, илл. Библиогр. 23 назв.
Малахов А. Е. Геолого-петрографические исследования Луповского месторождения хризотил-асбеста на Среднем Урале.— Мин. сырье, 1930, № 3, с. 314—342. Библиогр. 31 назв.
Малахов А. А., Соловьев Ю. С. Амфибол-асбесты Урала.— Изв. высш. учебн. заведений, горное дело, 1958, № 11, с. 37—47.
Мамыкин П. С., Мелехова Т. Ф. Тальк как сырье для производства фостеритовых огнеупоров.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, № 9, с. 75—87.
Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан. Кн. изд-во, 1958, 120 с. (Труды Дальневосточ. фил. АН СССР, серия геол., 5).

Маракушев А. А., Полин Ю. К. Об условиях образования белых флогопитов в доломитовых мраморах Алданского щита.— Геология и геофизика, 1960, № 8, с. 73—81. Библиогр. 8 назв.

Маркина М. Г. О типах основных и ультраосновных интрузий Горной Шории.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, нов. серия, 1949, вып. 2, с. 50—60, илл. Библиогр. 5 назв.

Марков П. Н. Методика поисковых и разведочных работ.— В кн.: «Флогопитовые месторождения слюдянского района (Южное Прибайкалье)». М.—Л., 1939, с. 263—323, илл. (Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 150).

Маслеников В. А. Докембрийская кристаллическая толща юго-западного Памира.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1955, вып. 5, с. 189—254, табл. Библиогр. 25 назв.

Махин Г. В. К стратиграфии докембрия Восточной Тувы.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2, с. 69—73.

Медведюк А. А. Геологический очерк области палеозоя в бассейне р. Теберды на Северном Кавказе.— Изв. Новочеркасск. индустр. ин-та, 1939, 5 (19), с. 25—70, илл. Резюме на англ. яз. Библиогр. 31 назв.

Мельник Ю. М. Корренсит (вермикулит-хлорит) из габбро-диабазов Волыни.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, с. 387—395.

Мельников М. П. Асбест и его разновидности в историческом, минералогическом, техническом и промышленном отношениях.— Горный журнал, 1886, 2, № 4, с. 86—150; № 5, с. 305—333; № 6, с. 413—473.

Меренков Б. Я. Разведка Таловского месторождения хризотил-асбеста на Урале.— Мин. сырье, 1930, № 4, с. 465—474, илл., табл.

Меренков Б. Я. Тальковые сланцы Криворожского железорудного района (Украина).— Мин. сырье, 1936, № 7, с. 46—51.

Меренков Б. Я. Свойства и генезис ломкого хризотил-асбеста. В кн.: «Тезисы докладов на Научной конференции Московского геолого-разведочного института». М., 1948, с. 51.

Меренков Б. Я. Картирование месторождений, залегающих в интрузивных породах габбро-перидотитовой формации. В кн.: «К методике геологической съемки при поисках и разведках месторождений полезных ископаемых». М., 1955, с. 352—378.

Меренков Б. Я. Реликтовые коллоидные ленточные структуры жил хризотил-асбеста.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1956, 29, с. 104—111.

Меренков Б. Я.$_1$. О так называемых «просечках» в жилах хризотил-асбеста и их генезис.— Труды Ин-та геол. рудн. м-ний, петрогр., мин.и геохимии АН СССР, 1957, вып. 10, с. 41—48. Библиогр. 12 назв.

Меренков Б. Я.$_2$. Реликтово-псевдоморфные структуры ультраосновных пород и продуктов их изменения.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1957, вып. 17, с. 57—84.

Меренков Б. Я.$_3$. Роль основных и кислых жильных пород в образовании месторождений асбеста и талька. В кн.: «Методы исследования минерального сырья». М., 1957, с. 51—57. Библиогр. 19 назв.

Меренков Б. Я.$_1$. Генезис хризотил-асбеста.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1958, вып. 22, 138 с., илл.

Меренков Б. Я.$_2$. Метаморфизм ультраосновных пород и закономерности образования в них месторождений нерудных ископаемых. В кн.: «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 296—299.

Меренков Б. Я.$_3$. Метаморфизм ультраосновных пород Урала и закономерности образования в них месторождений неметаллических полезных ископаемых. Автореф. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-мин. наук. М., 1958, 592 л., 34 л., илл., карты.

Меренков Б. Я. О «волокнистом» жильном магнетите из баженовского месторождения хризотил-асбеста.— Труды Ин-та геол.рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1959, вып. 31, с. 46—53.

Меренков Б. Я. Метаморфизм ультраосновных пород и закономерности образования в них месторождений нерудных ископаемых. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания». М., 1960, с. 552—554.

Меренков Б. Я. К вопросу о генетической классификации месторождений талькитов и талькового камня Урала.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1961, вып. 61.

Меренков Б. Я., Муратов М. В. Неметаллические полезные ископаемые. М.— Свердловск, Госгеолтехиздат, 1942, 327 с., илл. Библиогр. 11 назв.

Меренков Б. Я., Константинов Н. Ф. Геологическое строение и генезис месторождения талькитов Красная Поляна (Южный Урал).— Изв. высш. учеб. заведений, геол. и разведка, 1960, № 8, с. 49—55, Библиогр. 5 назв.

Меренков Б. Я., Толстихина К. И. Пористость асбестоносных ультраосновных пород и ее генетическое значение.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1958, вып. 13, с. 65—75.
Меренков Б. Я., Токмаков П. П. Некоторые особенности хризотил-асбестовой минерализации Печенго-Никелевского района.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР 1960, вып. 47, с. 53—60, Библиогр. 9 назв.
Меренков Б. Я., Татаринов П. М., Берминраут Л. Я. Асбест хризотиловый. В кн.: «Неметаллические полезные ископаемые СССР», т. 1. М.—Л., 1936, с. 387—537, карты, илл.
Меренков Б. Я., Толстихина К. И., Александров А. Л.$_1$. Трубчатая структура серпофита.— Докл. АН СССР, 1957, **112**, № 3, с. 516—518, табл.
Меренков Б. Я., Толстихина К. И., Александров А. Л.$_2$. Значение электронно-микроскопического изучения хризотил-асбеста и серпофита для решения вопроса об их генезисе.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин., и геохимии АН СССР, 1959, вып. 31, с. 36—45.
Меренков Б. Я., Толстихина К. И., Шумихина И. В. Дегидратация хризотил-асбеста и серпофита.— Труды Ин-та геол. рудн. месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1959, вып. 31, с. 54—67.
Меркурьев Н. Д. Месторождения асбеста центральной горной части Киргизской АССР.— Изв. Геол. ком., 1928, **17**, № 6, с. 623—636.
Меркурьев Н. Д. Аспагашские месторождения хризотил-асбеста. В кн.: «Асбест. Материалы особого совещания по асбестовой промышленности». Сборник статей. М., 1930, с. 46—62.
Меркурьев Н. Д. Асбест и его поиски. М., Госгеолтехиздат, 1959. 28 с., илл.
Митропольский Б. С. Алтайский асбест.— Жизнь Сибири, 1931, 98, № 1, с. 35—48.
Михайлов А. Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации Северной части Корякско-Камчатской складчатой области.— В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания». М., 1960, с. 409—412.
Михайлов Д. А.$_1$ Генезис диопсидовых пород в архее Алдана.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 11, с. 308—318. Библиогр. 10 назв.
Михайлов Д. А.$_2$. Геолого-структурные особенности метасоматических образований Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия).— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9, с. 287—297.
Михайлов Н. П. Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1, с. 93—104, илл. Библиогр. 10 назв.
Михайлов Н. П.$_1$. Петрохимические особенности ультраосновных пород. Бетпак-Далы и Юго-Западного Прибалхашья.— Изв. АН Казахской ССР, серия геол., 1956, вып. 22, с. 23—32. Резюме на казах. яз. Библиогр. 7 назв.
Михайлов Н. П.$_2$. Типы и морфология древней коры выветривания на ультраосновных породах Бет-пак-Далы.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 19, с. 160—167.
Михайлов Н. П.$_3$. Ультрабазитовые пояса Восточного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1956, **110**, № 6, с. 1060—1063, карты.
Михайлов Н. П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане.— Сов. геология, 1958, № 7, с. 99—112, карт. Резюме на англ. яз. Библиогр. 23 назв.
Михайлов Н. П. Про залишкове намагнiчения девладовських перидотитiв.— Допов. АНУРСР, 1960, № 5, с. 626—629. Резюме на русск. и англ. яз. Библиогр. 6 назв.
Михеев Н. С. К вопросу о строении месторождений асбеста на Урале.— Горный журнал, 1909, 4, 11, с. 146—157.
Михеев Н. С. Асбест. В кн.: «Нерудные ископаемые», т. 1. Л., 1926, с. 53—96.
Молдаванцев Ю. Е. Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960, с. 412—415.
Монич В. К. Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Ала-Тау.— Докл. АН СССР, 1941, **30**, № 2, с. 155—158. Библиогр. 15 назв.
Моор Г. Г. О возрасте ультраосновных и щелочных пород севера Сибирской платформы.— Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, 1958, вып. 8, с. 18—23. Библиогр. 5 назв.
Моор Г. Г., Шейнманн Ю. М. Порода из северной окраины Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1946, **51**, № 2, с. 141—144, илл. Библиогр. 2 назв.
Моралев В. М. Типы ультраосновных интрузий Восточной Тувы.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2, с. 82—87. Библиогр. 5 назв.
Моралев В. М. Возраст ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1959, **127**, № 1, с. 168—169. Библиогр. 5 назв.

Москалев С. В. О возрасте и структуре массива Крака на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1959, **127**, № 1, с. 170—172. Библиогр. 6 назв.

Москалева В. Н. Дунито-габбровый массив Тесик-Тас в Северном Прибалхашье.— Изв. АН Казахской ССР, серия, геол. 1958, вып. 2, с. 56—66, карт. Библиогр. 9 назв.

Москалева В. Н. Интрузии ультраосновных и основных пород Северного Прибалхашья и их полезные ископаемые. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук, Л., 1959, 23 с.

Москалева С. В.$_1$. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала.— В кн.: «Материалы ко II Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 391—394.

Москалева С. В.$_2$. О генезисе некоторых гипербазитов Урала.— Докл. АН СССР, 1958, **128**, № 1, с. 148—151, табл. Библиогр. 11 назв.

Москалева С. В., Орлова М. Г. О генезисе гранатовых пироксенитов массива Крака на Южном Урале.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, вып. 28, с. 143—147.

Мотычко В. Ф. Оливиниты и слюдиты массива Одихинча. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 10, 1958.

Набоков Н. П. Асбест месторождения Ешкиольмес.— Вестник АН Казахской ССР, 1948, № 6, с. 66—69.

Наделяев К. М. Особенности тектоники предгорной части Восточного Саяна в районе междуречья Онота и Савиной.— Труды Иркутск. горно-метал. ин-та, серия геол.-развед., 1956, вып. 12, с. 65—74. Библиогр. 9 назв.

Наделяев К. М. Онотские месторождения магнезита и талька.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958, вып. 13, с. 265—272.

Наделяев К. М., Смолин П. П. Сравнительная характеристика тальковых месторождений Восточной Сибири и поисковые критерии маложелезистого талька. В кн.: «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири». М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 141—158, карт.

Наковник Н. И. Синие амфиболы магнетитовых кварцитов Курской магнитной аномалии (Старо-Омольский район).— Записки Всерос. мин. об-ва, 1934, ч. 63, вып. 1, с. 94—108.

Налетов Л. И. Ультраосновные породы Юго-Западного Забайкалья (Цинарский интрузивный комплекс.)— Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, 1961, вып. 6, с. 3—12.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955, 534 с. илл., табл., карт.

Наумов В. А., Аветисян А. А. К вопросу о набухании асбеста.— Мин. сырье, 1931, № 1, с. 66—75.

Непомнящих А. А. О форме и размерах Кемпирсайского ультраосновного массива.— Докл. АН СССР, 1950, **73**, № 6, с. 1275—1277. Библиогр. 2 назв.

Непомнящих А. А. Изучение формы и размеров Кемпирсайского ультраосновного массива.— Сов. геология, 1959, № 9, с. 112—123. Резюме на англ. яз.

Нестеренко А. П. О так называемом «тальке» из известняково-доломитовой свиты донецкой перми.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 3, с. 439.

Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. Перевод с англ. М.—Л., Госгеолразведиздат, 1933, 92 с., илл.

Никитина А. П. Никелевый вермикулит из коры выветривания Украины. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., 1956, с. 188—192.

Николаев А. В. Очерк месторождений кыштымита в Кыштымском горном округе. — Записки Росс. мин. об-ва, 1918, ч. 51, вып. 1, с. 139—200, илл., табл.

Николаев В. А., Горлов Н. В., Шуркин К. А., Судовиков Н. Г., Масленников, В. А., Приятки на Л. А. Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Лаборатория геологии докембрия АН СССР, 1957.

Никольский А. П. Метасоматиты железистых кварцитов восточной части Украинского кристаллического щита и вопросы генезиса богатых железных руд.— Сов. геология, 1956, сб. 50, с. 28—53.

Никольский Г. Т., Энден В. М., Пожнин А. П. Исследования Кольского вермикулита. В кн.: «Доклады 16-й Научной конференции профессорско-преподавательского состава Ленинградского инженерно-строительного института». Л., 1958, с. 484—487.

Нихтфинстер Г. К. К вопросу о промышленном содержании слюды-флогопит. М., 1958, 16 с., илл.

Овчинникова А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, **32**, вып. 5, с. 127—145.

Овчинников Л. В., Бахарева Н. В. Флогопит Лебяжинского место-

рождения.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1959, вып. 42, с. 43—52.

Орго Е. А. Уфалейский массив ультраосновных и основных пород на Среднем Урале. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1955. 16 с.

Островский И. А., Петров В. П. Дисперсия одного флогопита из месторождения «Слюдянка».— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 1, с. 105—108, илл.

Островский И. А., Петров В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 36, петрогр. серия (№ 11), с. 1—32, илл. Резюме на англ. яз. Библиогр. 29 назв.

Павлов Н. С. Геологические исследования в Кулан-Утмесском районе Казахской АССР в 1931—1932 гг.— Сб. трудов Казах. геол. треста, 1936, вып. 1, с. 63—76.

Павловић Ст., Милојковић Р. Крокидолитски азбест их Халиловаца у Босни.— Глас.— 235 (Српска акад. наука) Од. природно-матем. наука, 1958, кн. 17, с. 19—25, илл. Резюме на франц. яз.

Павловский Е. В. Новые данные по геологии и флогопитоносности Южной Якутии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 3, с. 75—93.

Падалка Г. Л. Кринское месторождение асбеста на Северном Урале.— Вестник Геол. ком., 1925, № 5, с. 10—13.

Падалка Г. Л. Змеевиковая зона и месторождения асбеста во 2-й Вагранской даче на Северном Урале.— Труды Глав. геол.-развед. упр., 1932, вып. 50, 101 с., илл., карты.

Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. В кн.: «Петрография Урала». М.—Л., 1937, с. 55—140 (Петрография СССР, серия 1, вып. 7).

Панкратов Е. Л. Материалы по минералогии и петрографии ультраосновного массива Шайтансимес (Западное Прибалхашье).— Сб. студ. работ Ростов. ун-та, 1957, вып. 3, с. 123—126.

Папушис Б. И. Стратиграфия, магматизм и явления метаморфизма (Мурманская область). Палеозой. Интрузии палеозоя. Нижнепалеозойские интрузии. Интрузии основных и ультраосновных пород в свите Печенга-Кучин. В кн.: «Геология СССР», т. 27, ч. 1. М., 1958, с. 405—418.

Петров В. П.$_1$. Магматизм и формирование месторождений нерудных полезных ископаемых. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1955, с. 190—195.

Петров В. П.$_2$. Новые виды неметаллических полезных ископаемых.— Разведка и охрана недр, 1955, № 3, с. 1—10. Библиогр. 31 назв.

Петров В. П.$_1$. Общие закономерности развития промышленности нерудных полезных ископаемых и перспективы ее роста в Восточной Сибири.— В кн.: «Развитие производительных сил Восточной Сибири», вып. 2. М., 1960, с. 9—23.

Петров В. П.$_2$. Связь нерудных ископаемых с магматизмом и ее значение для теории и практики. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960, с. 204—210.

Петров В. П., Андреев Ю. К. Минералогия асбеста и место амфибол-асбестов СССР в общей их классификации.— Труды Ин-та геол., рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1959, вып. 31, с. 5—18.

Петров В. П., Соколова Л. А.$_2$. Тальк из района города Джетыгары.— Труды Ин-та геол., рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1957, вып. 10, с. 99—107, илл. Библиогр. 4 назв.

Петров В. П., Соколова Л. А.$_1$. Аспагашское месторождение хризотил-асбеста.— Труды Ин-та геол., рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1957, вып. 17, с. 85—106. Библиогр. 5 назв.

Петрография и минералогия месторождений асбеста (Сборник статей под ред. В. П. Петрова). Изд-во АН СССР, 1960, 75 с., илл. (Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, вып. 47).

Пилипенко П. П. К геологии и минералогии Слюдянского района.— Мин. сырье, 1930, № 10, с. 1345—1367, илл., карты. Библиогр. 20 назв.

Пилоченко Г. Е. Краткий геологический очерк верховьев рек Кяфара и Б. Зеленчука в Карачае.— Труды Сев. Кавк. геол. упр., 1938, вып. 1, с. 97—106, илл., 1 л. карт. Библиогр. 4 назв.

Пинус Г. В. Ультраосновные породы юго-восточного склона Западного Саяна.— Докл. АН СССР, 1950, **72**, № 5, с. 949—951. Библиогр. 1 назв.

Пинус Г. В. О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузиями гипербазитов.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1953, вып. 13, с. 17—27, илл. Библиогр. 10 назв.

Пинус Г. В. Тувинский магнезиоантофиллит-асбест.— Записки Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 3, с. 296—298, илл. Библиогр. 4 назв.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. О метаморфических пироксенитах Тувы. Геология и геофизика, 1960, № 3, с. 39—45. Библиогр. 9 назв.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А. Закономерности геологического строения и металлогения Алтае-Саянской гипербазитовой формации. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., 1958, с. 275—288, карт.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. Изд-во АН СССР, 1955, 136 с., илл., карты (Труды Тувин. комплексной экспедиции АН СССР, вып. 2).

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958, 295 с., илл. карты.

Пляшкевич Л. Н., Кайгородцев Г. Г. Пектолит из Усть-Бельского массива ультраосновных пород.— Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, 1958, вып. 12, с. 218—220.

Пламеневский Л. Н. Асбестоносные породы реки Клиат (Северная Осетия). Сб. трудов Орджоникидз. ин-та цвет. мет., 1941, вып. 2, с. 44—71, илл.

Пожарицкая Л. К. Карбонатиты ультраосновного комплекса Восточной Сибири.— Мин. сырье, 1960, вып. 1, с. 62—69.

Полканов А. А. Эгириниты плутона Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Записки Всерос. мин. об-ва, 1940, ч. 69, № 2—3, с. 303—309, илл. Резюме на англ. яз. Библиогр. 8 назв.

Половинкина Ю. И. Натровый метасоматоз как закономерность в образовании месторождений железистых кварцитов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1949, ч. 78, вып. 1, с. 52—58. Библиогр. 25 назв.

Половинкина Ю. И. Куммингтонит и щелочные амфиболы Кривого Рога. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7, с. 167—186. Библиогр. 5 назв.

Половинкина Ю. И. Тальковые сланцы Кривого рога, их генезис и стратиграфическое положение.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1955, вып. 4, петрогр. сб. № 1, с. 5—42, 10 илл., табл. Библиогр. 17 назв.

Половинкина Ю. И., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. Л., Гостоптехиздат, 1959, 135 с., илл. (Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 26).

Поляков К. В. Месторождения асбеста, хромита и магнезита по среднему течению р. Урала.— Мин. сырье и его переработка, 1926, № 3, с. 195—204.

Полякова Н. Л., Смолин П. П., Эйделькинд А. М. Безжелезистые талькиты Киргитейского месторождения.— Стекло и керамика, 1960, № 9, с. 28—33.

Попов В. И., Гриднев Н. И. Схема ритмостратиграфии кайнозойских моласс Южно-Таджикской депрессии.— Труды Ин-та геол. АН Узбекской ССР, 1953, 9, с. 126—128.

Попов И. В.$_1$. Геологическое исследование в верховьях реки Б. Зеленчук на Северном Кавказе в 1925 г., вып. 1—2.— Труды Кубан. Черк. научно-исслед.. ин-та, 1926, вып. 40, 15 с., 1 л. карт; вып. 46, 28 с., 1 л. илл.

Попов И. В.$_2$. Находка медных руд и асбеста в Карачаево-Черкасской автономной области (Сев.Кавказ).— Мин. сырье и его переработка, 1926, № 2, с. 107—110.

Попов И. В.$_1$.Асбестовые месторождения в верховьях реки Кубани.— Мин. сырье. 1928, № 8 с. 539—549, илл. Библиогр. 8 назв.

Попов И. В.$_2$. Геолого-петрографический очерк месторождений асбеста в верховьях р. Кубани. Краснодар, 1928, 43 с. (Труды Сев.-Кавк. пром. научно-исслед. ин-та, вып. 61). Библиогр. 11 назв.

Попов И. В. Месторождение хризотил-асбеста на реке Белой в Майкопском округе.— Труды Сев.-Кавк. пром. научно-исслед. ин-та, 1929, вып. 67, с. 5—9.

Постоев К. И. Изучение ультраосновных и основных горных пород на территории Ильменского государственного заповедника. В кн.: «2-я Конференция научных работников Челябинской области. Доклады». Челябинск, 1948, с. 168—169.

Постоев К. И. Тальк. В кн.: «Минералы Ильменского заповедника». М.—Л., 1949, с. 240—241.

Постоев К. И., Безруков Г. Н. Обнаружение отпечатков фауны брахиопод и криноидей в тальково-хлоритовых породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 5, с. 92—95, илл.

Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири. Доклады на секции нерудных полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1958, 160 с., схемы, карты.

Пронин А. А. Уральская петрографическая провинция магматических и метаморфических горных пород. В кн.: «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». М., 1960, с. 227—234 (21 сессия Международ. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 15). Библиогр. 5 назв.

Протодьяконова З. М. О гидросиликатах магния хребта Окур-Тау.— Записки Узбекского отд. Всес. мин. об-ва, 1956, № 10, с. 73—91. Библиогр. 10 назв.

Прохорова К. И. Кемпирсайский ультраосновной массив.— Записки Уральск. геол. об-ва, 1948, вып. 1 с. 91—92.

Пэн Люй. Основные особенности месторождения асбеста и его генезис.— Dizhi Lunping, Geol. Rev., 1959, 19, № 11, с. 497—503, илл. Текст на китайск. яз.

Пэн Фу-нань. Петрография и генезис месторождения асбеста в уезде Цзиньсянь провинции Ляонин.— Acta geol. Sinica. Дичжи сюэбао, 1955, 35, № 1, 41—58, I—IV (кит).

Пэн Фу-нань. Генетическая связь месторождений асбеста Кингшань с диабазовой интрузией и механизм его образования.— Дичжи луньпин, Geol. Rev., 1958, 18, № 3, p. 161—180. Текст на китайск. яз.

Пятницкий Б. П. Геологическое исследование в Изумрудном районе на Урале. М.—Л., Геол. изд-во глав. геол.-развед. упр., 1932, 72 с. (Труды Глав. геол.-развед. упр., вып. 75).

Рабкин М. И. Ультраосновные породы Анабарского щита.— Труды научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1958, 80, с. 118—123. Библиогр. 13 назв.

Рабкин М. И. Докембрий Анабарского щита. В сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Международный геологический конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9, 1960.

Равич М. Г. и др. Рекогносцировочные геологические исследования восточной части гор на земле Королевы Мод в Антарктиде.— Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, 1959, вып. 16, с. 30—36.

Равич М. Г. Докембрий Восточной Антарктиды. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». М.—Л., 1960, с. 128—137 (21 сессия Международ. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 9).

Равич М. Г., Соловьев Д. С. Новые данные о геологическом строении оазиса Бангера в Восточной Антарктиде.— Докл. АН СССР, 1957, 115, № 6, с. 1177—1180. Библиогр. 1 назв.

Радугин К. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории.— Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, 1937, № 37, с. 1—78, илл., 3 л. карт. Библиогр. 47 назв.

Родыгин А. И. Некоторые данные о возрасте гипербазитов юго-восточной части Горного Алтая.— Труды Томск. ун-та, 1954, 132, с. 235—238.

Розанов Ю. А., Соловьев Д. В., Герехов Д. Я. Месторождения облицовочных камней СССР. Гизместпром РСФСР, 1941.

Романов Б. М. Габбро-перидотитовая формация Урала.— Сов. геология, 1949, сб. 40, с. 72—85, илл. Библиогр. 40 назв.

Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали.— Материалы по геол. и полезным ископ. Урала, 1958, вып. 6, с. 13—34, илл.

Романович И. Ф. Генезис Светлоключского месторождения талька.— Сб. работ Мосгеолнерудтреста, 1955, № 3, с. 3—64, илл. Библиогр. 41 назв.

Романович И. Ф.$_1$. Изменение объемов при метасоматозе в связи с образованием залежей маложелезистого талька.— Изв. высш. учеб. заведений, геол. и разведка, 1959, № 6, с. 76—83, карт.

Романович И. Ф.$_2$. О некоторых поисковых признаках месторождений талька на Урале.— Разведка и охрана недр, 1959, № 8, с. 17—20. Библиогр. 7 назв.

Романович И. Ф.$_3$. О роли эрозионного среза гипербазитовых интрузивов и глубинности метасоматических процессов в оценке тальконосности.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 4, с. 153—154.

Романович И. Ф.$_4$. Особенности распределения циркония в породах тальковых месторождений Урала.— Изв. высш. учеб. заведений, геол. и разведка, 1959, № 2, с. 91—101. Библиогр. 9 назв.

Романович И. Ф.$_1$. О генезисе метасоматических зон тальковых месторождений типа горы Листвяной на Южном Урале.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 2, с. 155—156.

Романович И. Ф.$_2$. О генезисе хлоритовых пород Центрального участка Кирябинского талькового месторождения.—Сов. геология, 1960, № 8, с. 133—137. Библиогр. 7 назв.

Романович И. Ф.$_3$. О типах метасоматических процессов при образовании тальковых месторождений Урала и Сибири.— Изв. высш. учеб. заведений, геол. и разведка, 1960, № 12, с. 104—108. Библиогр. 13 назв.

Романович И. Ф.$_4$. Условия формирования месторождений талька и талькового камня.— Геол. рудных месторождений, 1960, № 4, с. 96—109.

Роненсон Б. М. Особенности развития структуры Слюдянского рудного поля.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та асбестоцемент. изделий, 1956, вып. 5, с. 3—21. Библиогр. 7 назв.

Роненсон Б. М.$_1$. Особенности геологической структуры Слюдянского месторождения и условия локализации флогопитоносных тел.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1957, 31, с. 11—20, илл.

Роненсон Б. М.$_2$. Слюдянские месторождения флогопита (геологическое строение и геолого-структурные предпосылки рационального проведения поисков и

разведок месторождений флогопита). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1957, 15 с.

Роненсон Б. М. По поводу статьи К. Н. Коржинской «Структура рудного поля Слюдянского месторождения флогопита» («Изв. АН СССР, серия геол», 1958, № 6).— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 11, с. 107—110. Библиогр. 6 назв.

Роненсон Б. М. Структура Слюдянского месторождения флогопита. В кн.: «Основные вопросы и методы изучения рудных полей и месторождений». М., 1960, с. 405—420.

Рубцов С. П. Чебаркульское месторождение асбеста. В кн.: «Асбест». Материалы особого совещания по асбестовой промышленности. М., 1930, с. 98—101.

Румянцева Н. А., Стариков Н. П. О древних ультраосновных щелочных породах западного склона Урала и Приуралья.— Докл. АН СССР, 1960, **135**, № 2, с. 407—409.

Русаков М. П. Асбест в Киргизской степи.— Мин. сырье, 1930, **5**, с. 694—705, карты.

Русаков М. П., Срайылов Т. Вермикулито-полевошпатовое месторождение «Кварцевый Актас» в северо-западном Прибалхашье». Изв. АН Казахской ССР, серия геол., 1958, вып. 2 (31), с. 115—118. Резюме на казах. яз.

Рябоконь С. М., Шнюков Е. Ф. Деякі дані про рудні мінерали талькових порід Кривбасу.— Геол. журн., 1958, т. 18, № 5, с. 55—62.

Самбонсуги. Вермикулит из окрестностей города Ононии, префектура Фукусима. Гансэки, кобуцу косе гаккайси, J. Japan Assoc. Min., Petrol. a. Econ. Geologists, 1955, **39**, N. 2, p. 76—87. Текст. на японск. яз. Резюме на англ. яз.

Сарсадских Н. Н., Попугаева Л. А. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе.— Разведка и охрана недр, 1955, № 5, с. 11—20. Библиогр. 20 назв.

Сахаров А. С. Ультраосновной массив Застейд-II. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 3. М.—Л., 1960, с. 91—117, карт. Библиогр. 9 назв.

Святловский А. Е. Очерк гипербазитов Камчатки и их положение в тектонической структуре полуострова.— Сов. геология, 1960, № 3, с. 40—47, карт. Резюме на англ. яз. Библиогр. 22 назв.

Семененко Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд-во АН Украинской ССР, 1956, 536 с., илл., табл.

Семененко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН Украинской ССР, 1959, 688 с., илл., табл.

Семенов А. И. Структурно-металлогенические зоны. В кн.: «Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей». М., 1957, с. 111—128 (Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, вып. 22).

Семенов Е. И., Шуба И. Д. О геологическом возрасте ловозерского и других щелочных массивов Кольского полуострова.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1958, вып. 28, с. 138—141. Библиогр. 9 назв.

Семенченко А. А. Разведочные работы на асбест в пределах бывшего Екатеринбургского округа.— Горный журнал, 1902, **1**, кн. 1, с. 1—29.

Сергиевский В. М. Магматизм и металлогения Урала. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960, с. 672—679, табл.

Сердюченко Д. П. Минерало-петрографический очерк серпентинитов реки Малки.— Уч. записки Ростов. н./Д ун-та, 1935, вып. 3, с. 81—95, 2 л. илл.

Сердюченко Д. П.$_1$. Амфиболиты из месторождений Урала и Северного Кавказа в связи с их химической конституцией.— Уч. записки Ростов. н/Д ун-та, 1936, вып. 7, с. 27—82.

Сердюченко Д. П.$_2$. Граниты Бескеса и Мощевой и их контакты со змеевиками.— Труды Сов. по изуч. производ. сил СССР, Сев.-Кавк. серия, 1936, вып. 1, с. 155—210, илл.

Сердюченко Д. П. Дуниты Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол. 1949, № 6, с. 219—224.

Сердюченко Д. П. О некоторых магнезиально-железистых слюдах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1951, ч. 80, вып. 3, с. 175—181, илл. Библиогр. 21 назв.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 140, мин.-геохим. серия (№ 14), 340 с., илл. Библиогр. 250 назв.

Сердюченко Д. П.$_1$. Асбестовидный флогопит из Южной Якутии.— Докл. АН СССР, 1954, **97**, № 1, с. 151—153.

Сердюченко Д. П.$_2$. О кристаллохимической роли натрия в магнезиально-железистых слюдах. — Докл. АН СССР, 1954, **97**, № 2, с. 315—318. Библиогр. 13 назв.

Сердюченко Д. П. Кальциотальк — новый минерал.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, № 3, с. 298—304.
Сердюченко Д. П. Минералы из группы талька, их кальциевые разновидности и генетические типы. В кн.: «Железные руды Южной Якутии». М., 1960, с. 428—436.
Сердюченко Д. П., Белов Н. В. О кальциотальке.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, № 3, с. 305—308.
Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1948, вып. 2, с. 125—143. Библиогр. 14 назв.
Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958. 107 с., илл.
Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья.— Материалы по общ. и приклад. геол., 1928, вып. 83, 75 с. табл. Резюме на франц. яз. Библиогр. 3 назв.
Смирнов Ю. Д., Кухаренко А. А. О перидотитах бассейна р. Улс (Сев. Урал) и об отношении их к группе кимберлитов.— Уч. записки Ленингр. ун-та, 1960, № 291, серия геол. наук, вып. 11, с. 64—90, табл.
Смолин П. П. Дедоломитизация и раздоломичевание при контактном метаморфизме доломитов Алданского района.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 165, петрогр. серия (№ 47), с. 143—173, илл. Библиогр. 30 назв.
Смолин П. П. Об основах рациональной классификации метаморфизованных карбонатных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12, с. 36—54.
Смолин П. П.$_1$. Контактные процессы послеюрских интрузий Алдана. Изд-во АН СССР, 1960, 123 с., илл., табл. (Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, вып. 38).
Смолин П. П.$_2$. Основные черты эпигенетической и метаморфической эволюции доломитов. В кн.: «Вопросы седименталогии. Доклады советских геологов к 6 Международному конгрессу по седиментологии». М., 1960, с. 141—152, карты. Библиогр. 36 назв.
Смолин П. П.$_3$. Промышленно-генетические типы тальковых руд восточных районов СССР и перспективы создания тальковой промышленности союзного значения в Восточной Сибири. В кн.: «Развитие производительных сил Восточной Сибири», т. 2. М., 1960, с. 44—65, карт.
Смолин П. П.$_1$. Вопросы развития тальковой сырьевой базы и промышленности.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр. мин. и геохимии АН СССР, 1963, вып. 95.
Смолин П. П.$_2$. Закономерности размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых (Сессия Комиссии по закономерностям размещения эндогенных месторождений).— Геол. рудных месторождений, 1961, № 2, с. 139—141.
Смолин П. П.$_3$. Киргитейское месторождение безжелезистого талька (Красноярский край) и вопросы генезиса новых промышленных генетических типов тальковых руд.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1961, вып. 55, с. 66—102.
Смуров А. А. Растворимость серпентинитов в воде, содержащей угольную кислоту. В кн.: «Труды 3-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии». М.—Л., 1940, с. 137—143.
Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1949, 331 с., илл.
Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, с. 3—19, илл. Библиогр. 17 назв.
Соболев В. С., Белякова С. М. Об ультраосновной породе в Закарпатской области УССР.— Труды Львовск. геол. об-ва при Львовск. ун-те, петрогр. сб., 1947, вып. 1, с. 72—78, илл.
Соболев Н. Д.$_1$. Закавказские месторождения хризотил-асбеста.— Мин. сырье, 1930, № 7—8, с. 1004—1013, илл., карт.
Соболев Н. Д.$_2$. Хризотил-асбест Ильчирского месторождения.— Мин. сырье, 1930, № 9, с. 1181—1192, илл. Библиогр. 9 назв.
Соболев Н. Д. Месторождения хризотил-асбеста Саянской перидотито-серпентиновой полосы. М.—Л.— Новосибирск и др., Гос. научно-техн. горно-геол. нефт. изд-во, 1934, 74 с., илл., карты (Труды научно-исслед. ин-та геол. и мин., вып. 4). Библиогр. 21 назв.
Соболев Н. Д. Материалы для геологии и петрографии Тункинских и Китойских Альп. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, 144 с., илл. Библиогр. 105 назв.
Соболев Н. Д. Микроструктура серпентинитов и стадии серпентинизации ультрабазитов.— Докл. АН СССР, 1945, **50**, с. 455—456. Библиогр. 7 назв.
Соболев Н. Д. О серпентинизации. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М.—Л., 1946 с. 335—338.

Соболев Н. Д.₁. О сунгулите (кольксите) с Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1947, 58, № 5, с. 867—870. Библиогр. 5 назв.

Соболев Н. Д.₂. Химический состав и оптические свойства минералов группы оливина района Енского месторождения.— Докл. АН СССР, 1947, 57, № 6, с. 603—605. Библиогр. 9 назв.

Соболев Н. Д. Серпентины СССР. Классификация, химический состав и свойства минералов серпентина. В кн.: «Магнезиальные горные породы». М., 1951, с. 3—45.

Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолиздат, 1952, 240 с., илл.

Соболев Н. Д. К характеристике кавказских ультрабазитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1, с. 140—157. Библиогр. 29 назв.

Соболев Н. Д. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Исследование минерального сырья». М., 1955, с. 141—148.

Соболев Н. Д. Еще об ультрабазитах Большого Кавказа (Ответ А. А. Каденскому и Д. П. Сердюченко).— Записки Всес. мин. об-ва, 1957, ч. 86, № 1, с. 141—144. Библиогр. 12 назв.

Соболев Н. Д.₁. К петрохимии ультраосновных горных пород.— Геохимия, 1959, с. 679—695, табл. Резюме на англ. яз. Библиогр. 21 назв.

Соболев Н. Д.₂. Нейвит — новая горная порода из группы жильных.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10, с. 115—120, табл. Библиогр. 7 назв.

Соболев Н. Д. Фации гранитоидов и оруденение. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Сборник посвящен светлой памяти акад. М. А. Усова. АН Казах. ССР, Алма-Ата, 1960, с. 255—265, Библиогр. 6 назв.

Соболева М. В., Соболев Н. Д. Генезис и поисковые критерии месторождений голубого режикит-асбеста.— Сов. геология, 1959, № 9, с. 94—104. Резюме на англ. яз. Библиогр. 10 назв.

Соболев Н. Д., Соболева М. В. Генетические типы месторождений амфибол-асбестов.— Разведка и охрана недр, 1960, № 2, с. 1—9. Библиогр. 11 назв.

Соболев Н. Д., Татаринов М. В. The cause of brittleness in chrysotile asbestos.— Econ. Geol., 1933, 28, N. 2, p. 171—177.

Соколова Л. А. К вопросу о генезисе гранатово-везувиановых жил среди серпентинитов.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 165, петрогр. серия (№ 47), с. 99—112, илл. Библиогр. 12 назв.

Соколова Л. А. Баланс вещества при процессах гидротермального метаморфизма и асбестообразования в ультраосновных породах Баженовской интрузии. В кн.: «Материалы конференции молодых ученых Москворецкого района г. Москвы», вып. 4. М., 1958, с. 65—68.

Соколова Л. А.₁. Генезис Укокского месторождения хризотил-асбеста.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1960, вып. 47, с. 61—74, карт. Библиогр. 6 назв.

Соколова Л. А.₂. Петрография пород района Баженовского месторождения хризотил-асбеста и некоторые вопросы метаморфизма этих пород.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1960, вып. 47. с. 3—42. Библиогр. 21 назв.

Соловьев С. П. Особенности распределения во времени основных (и ультраосновных) интрузивных пород в СССР.— Записки Всес. мин. об-ва, 1952, ч. 81, вып. 3, с. 175—178.

Соловьев Ю. С. Наблюдения над кристаллами гематита в Шабровском месторождении талько-магнезитового камня на Урале.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, вып. 1, с. 60—61, илл. Библиогр. 5 назв.

Соловьев Ю. С. Заметки по минералогии Бакальских железорудных месторождений на Южном Урале.— Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1955, вып. 26, мин. сб. № 3, с. 234—240. Библиогр. 8 назв.

Соловьев Ю. С. Зональный корунд из Сысертского месторождения антофиллит-асбеста.— Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1955, вып. 26, мин. сб. № 3, с. 230—231, илл.

Соловьев Ю. С. Геологическая позиция месторождений и направление поисково-разведочных работ на амфибол-асбест в пределах Урала.— Информ. бюлл. Урал. геол. упр., 1958, № 2 (8), с. 12—18.

Соловьев Ю. С., Золоев К. К., Круцко Н. С. Особенности геологического строения и перспективы глубоких горизонтов Баженовского месторождения хризотил-асбеста.— Информ. бюлл. Урал. геол. упр., 1959, № 1, с. 26—31, илл.

Соловьев Ю. С., Черников А. С., Степанов А. П. Новая сырьевая база асбестовой промышленности на Южном Урале.— Информ. бюлл. Урал. геол. упр., 1958, № 5-6 (11-12), с. 35—38.

Спасский А. А. Микрорельеф как поисковый признак при поисках голубого асбеста.— Информ. бюлл. Урал. геол. упр., 1958, № 5-6 (11-12), с. 44—45.

Старицына Г. Н. Геология и структура массива ультраосновных пород Федоровской тундры (Кольский полуостров).— Вестник Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр., 1957, № 12, с. 83—97, карты. Библиогр. 5 назв.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 73, серия геол. (№ 22), 267 с., илл. Библиогр. 525 назв.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (Опыт сравнительно-литологического исследования).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 124, геол. серия (№ 45), 371 с., илл. Библиогр. 325 назв.

Стронин М. А. Слюдоносность СССР и роль слюдоносных регионов Восточной Сибири. В кн.: «Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири». М., 1958, с. 3—21.

Су-Авара К. Обмен оснований вермикулитом Она-Мачи, префектура Фукусима.— J. Japan Assoc. Min., Petrol. and Econ. Geol., 1957, 41, p. 137—147. Текст на японск. яз. Резюме на англ. яз.

Судовиков Н. Г. Петрология Ковдозерского комплекса щелочных пород— Уч. записки Ленингр. ун-та, 1948, № 93, серия геол.-почв. наук, вып. 14, с. 275—349, илл.

Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта».— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1, с. 29—50.

Судовиков Н. Г.₁. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1958, № 8, с. 195—232.

Судовиков Н. Г.₂. Новые данные по геологии докембрия Алдана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 8, с. 77—85.

Судовикова Е. Н. Зеленая слюда железорудной толщи Курской магнитной аномалии.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 4, с. 543—549. Библиогр. 6 назв.

Сулоев А. И. Петрология кристаллического комплекса Слюдянского флогопитового района. В кн.: «Флогопитовые месторождения Слюдянского района. (Южное Прибайкалье)» М.—Л., 1939, с. 5—114, илл. (Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 150).

Сундиков И. М. Ультрабазиты массива Джаксы-Букомбай и Джаман-Букомбай в Центральном Казахстане.— Сб. науч. трудов Казах. горно-метал. ин-та, 1956, вып. 11, с. 43—50.

Сущинский П. П. Материалы по изучению контактов глубинных пород с известняками в юго-западной Финляндии.— Труды СПб. об-ва естествоиспыт. отд. геол. и мин., 1912, 36, вып. 5, с. 1—441, илл., табл., карт.

Сыромятников Ф. В. О химических и физико-оптических свойствах хризотил-асбеста Баженовского месторождения.— Мин. сырье и его переработка, 1926, № 9, с. 677—685, табл.

Сыромятников Ф. В. Влияние высушивания на прочность хризотил-асбеста. Мин. сырье, 1930, № 1, с. 99—101.

Сыромятников Ф. В.₁. Классификация, номенклатура и идентификация минералов группы хризотила.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1934, 12, вып. 4, с. 563—573. Резюме на англ. яз. Библиогр. 16 назв.

Сыромятников Ф. В.₂. Термический анализ хризотил-асбеста.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1934, 12, № 1, с. 137—149, табл. Резюме на нем. яз. Библиогр. 12 назв.

Сыромятников Ф. В.₁. Новая структурная разновидность хризотила ишкильдит.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, вып. 2, с. 289—296. Библиогр. 10 назв.

Сыромятников Ф. В₂. О синтезе серпентина (Предварительное сообщение). В кн.: «Труды 1-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии 26—28 апреля 1934 г.». М.—Л., 1935, с. 59—69. Библиогр. 12 назв.

Сыромятников Ф. В. Исследования в области гидротермального синтеза некоторых силикатов. В кн.: «Труды 2-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии». М.—Л., 1937, с. 103—108.

Сыромятников Ф. В. Асбофит — новая разновидность серпентина.— В кн.: «Академику Дмитрию Степановичу Белянкину». М., 1946, с. 32—40.

Сыромятников Ф. В., Васильев П. И. Роль железа в асбесте.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1935, вып. 89, с. 3—23, табл. Резюме на англ. яз.

Сыромятников Ф. В., Соколов П. Н., Меркурьев Н. Д. Асбест М.—Л., Госгеолиздат, 1946, 68 с. (Требования промышленности к качеству мин. сырья, вып. 5).

Тальк. Сборник работ под ред. В. В. Аршинова. М.—Л., Глав. ред. геол.-развед. и геодез. лит., 1936, 70 с., илл., карт. (Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 107а).

Т а н а т а р И. И. Тальковый сланец и долерит из Запорожского округа.— Мин. сырье, 1930, № 9, с. 1217—1221.
Т а р а н е н к о И. Т. Асбест.— Природа, 1958, № 3, с. 80—81.
Т а р а с е н к о в Д. Н. Адсорбция водяного пара асбестом.— Мин. сырье, 1931, № 1, с. 76—82, табл.
Т а р а с о в Е. К. Баженовское месторождение асбеста.— Поверхность и недра, 1926, 4, № 5—6, с. 23—35.
Т а т а р и н о в П. М. К геологии Баженовского асбестового района.— Вестник Геол. ком., 1925/1926, 1, № 5, с. 4—9.
Т а т а р и н о в П. М. Месторождения хризотил-асбеста в верховьях р. Кубани на Северном Кавказе.— Вестник Геол. ком., 1927, 2, № 1, с. 25—29.
Т а т а р и н о в П. М. Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. Л., 1928, 50 с. (Труды Геол. ком., новая серия, вып. 185).
Т а т а р и н о в П. М. Останинское месторождение хризотил-асбеста на Урале. Л., 1929, 53 с. (Материалы по общей и прикл. геол., вып. 149).
Т а т а р и н о в П. М. Асбест. В кн.: «Нерудные ископаемые Советской Азии». М., 1932, с. 16—21.
Т а т а р и н о в П. М.$_1$. Асбест. В кн.: «Курс нерудных ископаемых», ч. 1. М.—Л., Новосибирск, 1934, с. 177—228. Библиогр. 33 назв.
Т а т а р и н о в П. М.$_2$. Курс нерудных месторождений, ч. 1. Учеб. пособие для геол.-развед. вузов. М.—Л. — Новосибирск, Горгеолнефтеиздат, 1934, 600 с., илл.
Т а т а р и н о в П. М. Хризотил-асбест в Азово-Черноморском крае.— Геол. на фронте индустр., 1935, № 1—3, с. 6—14.
Т а т а р и н о в П. М.$_1$. Лабинское (Беденское) месторождение хризотил-асбеста на Северном Кавказе.— Материалы Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, сб. 2, с. 1—29, илл. Резюме на англ. яз. Библиогр. 34 назв.
Т а т а р и н о в П. М.$_2$. Типы месторождений хризотил-асбеста и их генезис. В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР», т. 1. М.—Л., 1936, с. 395—406.
Т а т а р и н о в П. М. Баженовское месторождение хризотил-асбеста. В кн.: «Уральская экскурсия, Северный маршрут». Под ред. А. Н. Заварицкого. Л.—М., 1937, с. 74—82. Библиогр. 1 назв.
Т а т а р и н о в П. М. Восточная полоса габбро-перидотитовой интрузии Среднего Урала. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, 40 с., табл. (Петрография СССР. Серия 1. Региональная петрография, вып. 9).
Т а т а р и н о в П. М.$_1$. Поисковые критерии и признаки для месторождений хризотил-асбеста.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1948, 22, с. 91—99.
Т а т а р и н о в П. М.$_2$. Структура рудного поля Баженовского асбестового района. Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1948, полезные ископ., сб. 4, с. 21—23.
Т а т а р и н о в П. М.$_1$. Баженовское месторождение хризотил-асбеста. В кн.: «Минералогия Урала», т. 1. Свердловск, 1954, с. 405—412.
Т а т а р и н о в П. М.$_2$. Месторождения хризотил-асбеста. В кн.: «Методическое руководство по геологической съемке и поискам». М., 1954, с. 308—310.
Т а т а р и н о в П. М., Д в о р щ а н Е. И.$_1$. Асбест. Л.—М., Глав. ред. геол.-развед.и геодез. лит., 1935, 32 с., илл., карты (Мин.-сырьевая база СССР, вып. 38).
Т а т а р и н о в П. М., Д в о р щ а н Е. И.$_2$. Тальк и тальковый камень. Л.—М., Глав. ред. геол.-развед. и геодез. лит., 1935, 18, 2 с. (Мин. сырьевая база СССР, вып. 19).
Т а т а р и н о в П. М., К р а с н о в с к и й Г. М. Алапаевский массив ультраосновных пород и связанные с ним месторождения хромистого железняка.— Сов. геология, 1938, 8, № 7, с. 90—102.
Т а т а р и н о в П. М., К р а с н о в с к и й Г. М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. М.—Л., Госгеолиздат, 1940, 140 с., илл., карты. (Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 120). Резюме на англ. яз. Библиогр. 24 назв.
Т а т а р и н о в П. М., К у з н е ц о в В. А., Ф и л а т о в К. С. Геологические исследования в районе Актовракского месторождения асбеста в верховьях р. Енисея (1932).— Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1934, вып. 13, с. 1—56, илл., карты.
Т а т р и ш в и л и Н. Ф. О возрасте древних основных и ультраосновных пород Грузии.— Сообщ. АН Грузинской ССР, 1944, 5, № 2, с. 141—146. Текст на груз. яз. Резюме на русск. яз.
Т е р н е р Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Перевод с англ. А. А. Леонтьевой. Под ред. и с предисл. В. А. Николаева. Изд-во иностр. лит., 1951, 284 с., илл. Библиогр. 411 назв.
Т е р н е р Ф. Дж., Ф е р х у г е н Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
Т е р н о в о й В. И. Ковдорское месторождение вермикулита (Кольский полуостров). Разведка и охрана недр, 1960, № 5, с. 5—11, карты. Библиогр. 6 назв.

Тимофеев А. Н., Тимофеева В. В. О физических свойствах дунита.— Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1960, вып. 35, мин. сб. № 4, с. 271—275, Библиогр. 7 назв.

Токмаков П. П.₁. Условия образования вермикулита в Ковдорском (Кольский полуостров) и Булдымском (Средний Урал) месторождениях. В кн.: «Авторефераты работ сотрудников Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР за 1958—1959 гг.». М., 1960, с. 113—115.

Токмаков П. П.₂. Формация флогопитово-вермикулитовых месторождений в комплексе ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова. В кн.: «Материалы сессии Закономерности размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых». Тезисы докладов. М., 1960, с. 64—67.

Токмаков П. П.₃. Ковдорское месторождение вермикулита и условия его образования.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1960, вып. 48.

Токмаков П. П. К вопросу о генезисе Булдымского месторождения вермикулита. В кн.: «Тезисы докладов на 1-м Уральском петрографическом совещании», вып. 3. Свердловск, 1961, с. 61—63.

Толстихина К. И. О люминесценции хризотил-асбеста.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 165, петрогр. серия (№ 47), с. 93—98.

Томашпольская В. Д., Баженов И. К. Новый Усинский асбестоносный район.— Вестник Зап. Сиб. геол. гидро-геодез. треста, 1934, № 2, с. 67—73, карты.

Трофимов В. С. Углесодержащие перидотиты района с. Калчачихи Архангельской области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, вып. 6, с. 20—35, илл. Резюме на англ. яз.

Трошин А., Дягилев Г. Оливиновые породы на Восточном берегу Камчатки.— Материалы по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока, 1926, вып. 46, с. 69—72.

Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 92, серия геол. (№ 27), 108 с., илл.

Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. Под ред. Н. А. Елисеева. Глав. ред. Д. С. Белянкин. Изд-во АН СССР, 1953, 183 с., илл.

Уральский Б. П. Шабровское месторождение талько-магнезитового камня. М.—Л., Ред. горно-топливной и геол.-развед. лит., 1938, 72 с. (Труды Всес. ин-та мин. сырья, вып. 129).

Уральский Б. П. Основные генетические и промышленные типы тальковых пород. В кн.: «Тальк». М., 1952, с. 16—26.

Уральский Б. П. Тальк и тальковый камень. М., Госгеолтехиздат, 1954, 20 с., илл.

Уральский Б. П. Тальк и тальковый камень, изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1959, 19 с., илл.

Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Петрографическая характеристика. Изд-во Киев. ун-та, 1948, 192 с., илл.

Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Изд-во АН Украинской ССР, 1953, 100 с., илл.

Усенко И. С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. Киев, Изд-во АН Украинской ССР, 1958, 144 с., илл. (Труды Ин-та геол. наук АН Украинской ССР, серия петрогр., мин. и геохимии, вып. 5). Библиогр. 161 назв.

Усенко И. С. Деякі дані парагенетичного аналізу мінералів ультраосновних порід Західного Приазов'я.— Докл. АН УРСР, 1959, № 10, с. 1136—1140, илл. Резюме на русск. и англ. яз.

Усенко И. С. Парагенетический анализ метабазитов Приазовья. — Геол. журнал, 1960, **20**, вып. 4, с. 3—13, илл. На укр. яз. Резюме на рус. яз. Библиогр. 8 назв.

Усов М. А. Гипербазитовые формации Западной Сибири. В кн.: «Сборник, посвященный 50-летию научной и педагогической деятельности академика В. А. Обручева», т. 2. М, 1939, с. 59—78.

Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. В кн.: «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР». М., 1952, с. 54—78, илл. Библиогр. 27 назв.

Утида И., Мута К., Такахаси Т. Месторождения талька в северном Кюсю. Типы месторождений талька и их распространение.— Эхимэ дайгакукиё. Дайсанбу — Когаку. Mem. Ehime Univ., 1957, Sec. III, **3**, № 2, с. 57—72. Текст на японск. яз. Резюме на англ. яз.

Утида И., Мута К. Залежи талька в Северном Кюсю.— Гисицугаку дзасси, J. Geol. Soc. Japan, 1958, **64**, № 757, р. 494—515. Текст на японск. яз. Резюме на англ. яз.

Фадеев М. И. Минералогический анализ саткинских кристаллических магнезитов.— Огнеупоры, 1951, № 10, с. 448—452.

Фермд Г. М. Петрохимические особенности некоторых ультраосновных и основных пород Кузнецкого Алатау.— Труды Томск. ун-та, 1953, **124**, с. 245—252, илл.

Ферсман А. Е.₁. Исследования в области магнезиальных силикатов. Группы целлирита, перматтита и палыгорскита. СПб., 1913, 430 с. (Зап. АН по физ.-мат. отд., 32, № 2).

Ферсман А. Е.₂. Материалы к исследованию и систематике водных магнезиальных силикатов.— Труды Геол. музея АН, 1913, **7**, вып. 6, с. 205—252.

Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России, т. 2. Л., Изд-во АН СССР, 1925, 386 с., карт., илл.

Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение. Изд. 3, т. 1. Гранитные пегматиты. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, 712 с., илл., табл.

Ферсман А. Е. Прикладная геохимия.— Избр. соч., т. 2. М., 1953, 684с.

Филатов К. С. Асбест. В кн.: «Полезные ископаемые Западно-Сибирского края», т. 2. Нерудные ископаемые. Новосибирск, 1934, с. 104—118. Библиогр. 24 назв.

Фишман М. В., Голдин Б. А. Об амфиболовом асбесте на западном склоне Приполярного Урала.— Труды Коми фил. АН СССР, 1959, № 7, с. 103—107. Библиогр. 5 назв.

Фоменков Б. П. Геолого-структурные особенности месторождений флогопита Куранахской группы Южной Якутии и принципы поисков флогопитовых тел.— Изв. высш. учеб. заведений, геол. и разведка, 1958, № 9, с. 82—91, карт. Библиогр. 6 назв.

Фоменков Б. П. Геологическое строение Куранахской группы месторождений и принципы поисков скрытых флогопитоносных тел. (Южная Якутия). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1959, 16 с.

Фомичев В. Д. Геологическое строение Салаира.— Сб. научно-техн. информ. Мин-во геол. и охраны недр СССР, 1956, № 3, с. 8—11.

Фролова Н. В. Геологическое строение и флогопитоносность района среднего течения р. Курнах (Алданский район Якутской АССР).—Труды Алдан. геол.-развед. экспед., 1944, вып. 1, с. 13—40, илл., карт.

Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки Алданских месторождений флогопита.— Труды Алдан. геол.- развед. экспед., 1945, вып. 2, с. 1—113, карт. Библиогр. 74 назв.

Халматов А. Х.₁. Об основных и ультраосновных породах Южной Ферганы.— Докл. АН Узбекской. ССР, 1957, № 9, с. 19—22. Библиогр. 6 назв.

Халматов А. Х.₂. Серпентинизация основных и ультраосновных пород в Сарыталинском интрузиве.— Изв. АН Узбекской ССР, серия геол., 1957, № 4, с. 37—45.

Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита.— Труды III сессии комиссии по определению абсолютного возраста геолог. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 51—77.

Хаяси. Месторождение вермикулита на руднике Йосино, префектура Коти (Центральный Сикоку).— Тисицу тёсасё Гэппо, Bull. geol. Surv. Japan, 1954, **5**, № 6, p. 34—42. Текст на японск. яз. Резюме на англ. яз.

Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5, с. 121—134, 1 л, илл.

Хесс Г. Г. Основные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (К проблеме офиолитов). В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса», т. 2. М., 1939, с. 279—300, илл. Библиогр. 13 назв.

Хорева Б. Я. О Прииртышском офиолитовом поясе, времени его образования и структурном положении (В порядке постановки вопроса).— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1959, № 23, с. 81—88. Библиогр. 6 назв.

Циалас Д. Греческий асбест. Оценка залежей асбеста в районе Козане.— Техника хроника, Геники экдосис, 1959, № 181—182, с. 29—43. Текст на греч. яз.

Цветков А. И., Страхов Н. М. К вопросу о распространении магнезита в осадочных породах.— Записки Всерос. мин. об-ва, 1944, ч. 73, вып. 4, с. 209—222, илл. Библиогр. 9 назв.

Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов, ч. 3. Слюды. Изд-во АН СССР, 1956. 107 с. (Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, вып. 4).

Цзя Хэ. Сиканский асбест.—Мойсинцзя, 1955, № 3, с. 26—27. Текст на китайск. яз.

Чердынцев В. В., Пей Сах Л. А. О содержании радиоэлементов в ультраосновных породах.— Вестник Казахского фил. АН СССР, 1946, № 1, с. 16.

Черных В. В. К минералогии Баженовского асбестового месторождения. Л., Изд-во Геол. ком., 1930, 72 с., табл. Материалы по общей и приклад. геол., вып. 151).

Чернышев В. Ф., Жариков В. А. Геологическое картирование участков

с месторождениями скарнового типа. В кн.: «К методике геологической съемки при поисках и разведках месторождений полезных ископаемых». М., 1955, с. 309—335.

Чжан Шоу-цин, Хэ Чунь-фань, У Цзин-фу. Изучение основных свойств талька месторождения провинции Ляонин.— Сисуаньянь, Xisuanyan, 1959, 3, № 3, с. 101—104. Текст на китайск. яз. Резюме на русск. яз.

Червинский П. Н. и др. Массив ультраосновных пород при станции Африканда.— Труды Кольской базы АН СССР, 1940, вып. 5, с. 31—70, илл., табл.

Чирвинский П. Н. К вопросу о химизме и минералогическом составе перидотито-дунитовой оболочки земного шара.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 3, с. 397—401. Библиогр. 8 назв.

Чистяков П. А. Классификация обломочно-карбонатных и карбонатных пород.— Зап. Узбекского отд. Всес. мин. об-ва, 1956, вып. 9, с. 17—32. Библиогр. 31 назв.

Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л., Гостоптехиздат, 1955, 406 с., илл., карты.

Чураков А. Н. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы.— Изв. АН СССР, серия геол. 1947, № 1, с. 83—104, илл. Библиогр. 131 назв.

Чухров Ф. В. Кызыл-Борбасское месторождение амфибола типа родузита. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М.— Л., 1946, с. 59—66, илл. Библиогр. 9 назв.

Чхотуа Г. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев реки Кодора в Абхазии. Тбилиси. Техн. да Шрома, 1938, 93 с., илл. (Бюлл. Геол. ин-та Грузии, 3, вып. 1). Резюме на нем. яз.

Шаблыкин П. Н. Работы Института прикладной минералогии в области асбеста и асбестовых изделий. В кн.: «Асбест. Материалы Особого совещания по асбестовой промышленности». М., 1930, с. 106—130.

Шаблыкин П. Н. О коллоидной природе асбеста.— Мин. сырье, 1931, № 1, с. 47—52.

Шабынин Л. И.$_1$ Еще раз о значении железистости фемических минералов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, с. 71—105, илл. Библиогр. 34 назв.

Шабынин Л. И.$_2$. О генезисе Южно-Якутских железорудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 1, с. 43—62.

Шабынин Л. И. Магнезиальные скарны и связанные с ними оруденения. В кн.: «Генетические проблемы руд». М., 1960, с. 50—54 (21 сессия Международ. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 16). Библиогр. 6 назв.

Шабынин Л. И., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шмакин Б. М. Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Симпозиум. М., 1961.

Швайковская Е. О. Применение рентгеновых лучей для определения текстур асбестового волокна.— Изв. АН СССР, серия физ., 1951, 15, № 2, с. 218—221, илл.

Шевченко Е. В. Амфиболы Криворожской метаморфической толщи.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13, с. 296—315.

Шейнман Ю. М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1, с. 123—134, илл. Резюме на англ. яз. Библиогр. 4 назв.

Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 2, с. 143—158, илл.

Шейнманн Ю. М. К характеристике ультраосновных щелочных вулканических провинций на материках. В кн.: «Проблемы вулканизма». Материалы к 1-му Всесоюзному вулканологическому совещанию. Ереван, 1959, с. 351—354.

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13, 1961.

Шелягин В. В. Адсорбция оснований асбестом.— Мин. сырье, 1931, 6, № 1, с. 52—65.

Шехоркин И. А. К вопросу о возрасте гипербазитов Спасского района Приморья.— Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1960, вып. 12, с. 144—146.

Ширинян К. Г., Абовян С. Б. О находке обломков пироксенита в лавах ущелья р. Ахурян и его геологическое значение.— Докл. АН Армянской ССР, 1958, 28, № 1, с. 47—51. Резюме на арм. яз.

Шмакин Б. М. Архейские гранитоиды Куранахского флогопитоносного района на Алдане.— Изв. высш. учеб. заведений, геол. и разведка, 1958, № 10, с. 46—60. Библиогр. 21 назв.

Шмакин Б. М.$_1$. Минералогия и генезис Куранахских флогопитовых месторождений (Якутская АССР). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.- мин. наук. М., 1959, 21 с.

Шмакин Б. М$_2$. Флогопитоносность диопсидовых пород Куранахских месторождений (Южная Якутия).— Изв. высш. учеб. заведений, геол. и разведка, 1959, № 1, с. 74—82. Библиогр. 6 назв.

Шнюков Э. Ф. Мінералогія Попельнастівського залізорудного родовища. В кн.:

«Питання геологii і петрогенезису укр. кристал. масиву». Киiв, 1958, с. 44—74. Библиогр. 31 назв.
Шрейбер А. Ф. Монгол-Дабанское месторождение асбеста.— Горн. и золот. изв., 1912, № 6—7, с. 143.
Штейнберг Д. С. Роль некоторых процессов метаморфизма в формировании основных и ультраосновных пород Урала по новым данным. (К истории формирования основных интрузий Урала). В кн.: «Материалы ко II Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958, с. 409—412.
Штейнберг Д. С. Роль некоторых процессов метаморфизма в формировании основных и ультраосновных пород Урала по новым данным. (К истории формирования основных интрузий Урала). В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых и Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания». М., 1960, с. 405—408.
Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Изд-во АН СССР, 1951, 379 с., илл.
Шустов В. А. Проблема флогопитоносности Украинского архея.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12, с. 159—168, илл. Библиогр. 6 назв.
Щерба Г. Н. Курчумское месторождение талька и брейнерита.— Вестник АН Казахской ССР, 1959, № 9, с. 50—52. Резюме на казах. яз.
Щербаков Д. И. О картах прогноза для магматогенных рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4, с. 9—14.
Щербакова К. Ф., Фоменко В. Ю. Тальковые сланцы Южного района Криворожского бассейна.— Сб. науч. трудов Научно-исслед. горноруд. ин-та (УССР), 1959, № 2, с. 143—153.
Эдельштейн И. И. Вещественный состав продуктов выветривания на ультраосновных породах Бурыктальского массива.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1956, вып. 1, с. 38—58, илл.
Эдельштейн Я. С. Геологические исследования в западной части Минусинского уезда в бассейне р. Абакана.— Геол. исслед. в золотоносных обл. Сибири, 1912, **11**, с. 1—77, табл., карт.
Эпштейн Е. М. Гулинское месторождение флогопита (Красноярский край).— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1958, **97**, с. 31—41, карт. Биоблиогр. 5 назв.
Эпштейн Е. М. О карбонатитах и их структурном положении в Гулинском плутоне.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1959, **107**, с. 13—22, илл., карт. Библиогр. 8 назв.
Эпштейн Е. М. Формация флогопитовых месторождений в комплексе ультраосновных и щелочных пород севера Сибирской платформы. В кн.: «Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы». Тезисы докладов, вып. 4. Иркутск, 1960, с. 97—100.
Эпштейн Е. М., Аникеев Л. И., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии.— Труды Ин-та геол. Арктики, 1961, **122**, с.
Юдин М. И. Дуниты хребта Борус и их происхождение.—Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2, с. 59—77. Библиогр. 23 назв.
Якжин А. А. Алданский флогопит.— Разведка недр., 1938, № 7, с. 11—17.
Якжин А. А. Флогопитовые месторождения бассейна р. Куронах в районе Алданской плиты.— Материалы по геол. и полезным ископ. Восточной Сибири, 1939, вып. 15, с. 71—128, табл., карты. Библиогр. 29 назв.
Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941, 499 с., 20 л. илл., 2 л. карт.
Ямзин И. И. и др. Структура и морфологические особенности фторфлогопита и тениолита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 4, с. 415—424.
Янатьева О. К. О растворимости доломита в воде в присутствии углекислоты.— Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1954, № 6, с. 1119—1120, табл. Библиогр. 3 назв.
Янь Ци. Некоторые вопросы в процессе изучения месторождений асбеста.— Дичжи Юэкань, Dizhiyuekan, 1959, № 2, с. 45—48. Текст на китайск. яз.
Ячевский Л. А. Месторождения хризотила на хр. Бис-Таг в Минусинском округе, Енисейской губернии.— Геол. исслед. золотоносных обл. Сибири, 1909, 8, с. 31—50; 73—77, табл.
Adams F. D., Barlow A. E. Geology of the Haliburthon and Bancroft areas, province of Ontario — Canada.— Geol. Surv. Mem., 1910, № 6, 419 p., maps.
Agard J., Destombes J., Jeannette A. Les gisements de vermiculite du Haut Atlas de Midelt.— Notes et mém. Serv. geol. Morocco, 1953, № 117, p. 275—287, ill., map.
Agard J., Jouravsky G. Graphite, vermiculite et magnesite des Beni Bousera (Maroc septentrional).— Mines et geol. Maroc, 1958, № 1, p. 45.
Agrawal S. K. A study of the ultrabasics from the neighbourhood of Kudada, District Singhbhum, Bihar.— Quart. J. Geol., Mining and Metallurg. Soc. India, 1948, **20**, № 2, p. 67—77, ill.

A h l f e l d F. Los yaicmientos de crocidolita en las Vungas de Cochabamba (Bolivia).— La Plata, Univ. Nac. mus. notas, 1943, **8**, geol., № 27, p. 355—371.
A n l f e l d F. Los jacimientos minerales de Bolivia. Bilbao, 1954, 277 p., ill.
A l e i x a n d r e V., A l v a r e z - E s t r a d a D. A study of Spanish talcs and of the dielectrics of steatite. In: «Symposium Reactivity Solids». Pt. 2. Göteborg, 1954, r. 715—744, ill.
A l i e t t i A. Il menerale a strati misti saponite-talco di Monte Chiaro (Val di Taro, Appennino Emiliano).— Atti Accad. naz. Lincei. Rend., Cl. sci. fis., mat. e natur., 1956, **21**, № 3-4, p. 201—207.
A l i e t t i A. Difusione e significato dei minerali a strati misti delle serpentine mineralizzate a Talco dell'Appennino Parmense.— Period. mineral., 1959, **128**, № 1, p. 65—110, ill.
A l l i s o n F. E. a. oth. Ammonium fixarition and availability in vermiculite.— Soil. Sci., 1953, **75**, № 3, p. 173—180.
A m i n M. S., A f i a M. S. Anthophyllite-vermiculite deposit of Hafafit, Eastern Desert, Egypt.— Econ. Geol., 1954, **49**, № 3, p. 317—327, ill., map.
A n d e r s o n H. V., C l a r k G. Z. Application of x-rays to the classification of fibrous silicate minerals commonly termed asbestos.— Industr. and Eng. Chemistry, 1929, **21**, № 10, p. 924—933.
A n g e l Fr., M a r t i n y G. Die Serpentine der Gleinalpe.— Min. petrogr. Mitt., Becke-Festband, 1925,**38**, S. 353—375, Ill.
A r m s t r o n g I. E. The ultrabasic rocks of the Fort Fraser map. area (West half) Northern British Columbia.— Trans. Roy. Soc. Canada, Ser. III, 1940, **34**, sec. 4, p. 21—32, ill., map.
A r t i n i E. Sulla presenza della nesquehonite nelle cave di amianto di Franscia in val Lanterna.— Rend. d. R. Accad. Lincei, ser. 5, 1921, **30**, p. 153.
A r u j a E. An x-ray studu of the crystal-structure of antigorite.— Mines Mag., 1945, **27**, № 188, p. 65—74, ill.
Asbestos.— Indian minerals, 1958, **12**, № 2, p. 141—145.
Asbestos discovery in Newfoundland.— South Africa, Min. Eng. J. 1956, **67**, pt. 2, № 3314, p. 257.
Asbestos in Georgia.— Georgia Min . Newsletter, 1956, **9**, № 1, p. 2—7.
Asbestos in Southern Rhodesia.— Min. J., 1959, **252**, № 6451, p. 392—393.
Asbestos in Western Australia.— Min. J., 1956, **246**, № 6303, p. 707, ill.
A u r o l a E. Suomen asbestiesiintymistä ja niiden teknillisestä käytostä. On the asbestos occurrences in Finland and their technical use.— Finland geol. Tutkimuslaitos, Geotek Julkaisuja, 1954, № 54, 53 p., ill., maps.
A u r o l a E. Maaninkavaaran vermikuliitista. On the vermiculite of Maaninkavaara.— Finland geol. Tutkimuslaitos,Geotek. Julkaisuja, 1957, № 60, 24 p., map.
Australian asbestos.— Mines Mag., 1955, **92**, № 4, p. 247—249, ill.
A v l a s I. Note preliminaire sur quelques observations et interpretations nouvelles concernant les péridotites et serpentines de Nouvelle-Caledonie (seeteur central).— Bull. Soc. géol. France, 5 ser., 1949,**19**, fasc. 4—6, p. 439—451, ill. Bibliogr. 13 noms.
A v i a s I. Relations minéralogiques et géochimiques entre les serpentines et péridotites de Nouvelle Calédonie, leurs inclusions, leurs enclaves, les roches encaissantes.— Sci. terre, 1955, hors série, p. 213—237, ill.
B a d o l l e t K. Geology of asbestos deposit in Southern Rhodesia.— Asbestos, 1950, **32**, № 2, p. 4—8.
B a d o l l e t M. S. Asbestos, a mineral of imparalleled properties.— Canad. Mining and Metallurg. Bull., 1951, **44**, № 468, p. 237—246, ill. Bibliogr. 7 names. То же: Canad. Inst. Mining and Metallurg. Trans., 1951, **54**, p. 151—160, ill.
B a d o l l e t M. S., S t r e i b W. C. Hear treatment of chrysotile asbestos fibers.— Canad. Mining and Metallurg. Bull., 1955, **48**, № 514, p. 65—69, ill.
B a d o l l e t M. S., M c G o u r t y I. P. Identification of minerals associated with asbestos by x-ray diffraction patterrns.— Canad. Mining and Metallurg. Bull., 1958, **51**, № 554, p. 335—340, ill.
B a d o l l e t M. S., E d g e r t o n N. W. Properties of asbestos fibers imported into the United States.— Canad. Mining und Metallurg. Bull., 1960, **53**, № 573, p. 12—17.
B a i n G. W. Chrysotile asbestos. 2. Chysotile solutions.— Econ. Geol., 1932, **27**, № 3, p. 281—296, ill.
B a i n G. W. Serpentinization: origin of certain asbestos, talk and soapstone deposits.— Econ. Geol., 1934, **29**, № 4, p. 397—400.
B a l n G. W. Serpentinization of Vermont ultrabusics.— Bull. Geol. Soc. America, 1936, **47**, № 12, p. 1961—1979, ill.
B a i n G. W. Vermont talc and asbestos deposits. In: N e w s h o s e W. H. Ore deposits as related to structural features. Princeton., New-Jersey, 1942, p. 255—258.
B a k e r B. H. Geology of the Southern Macnakos district.—Colony and Protect. Kenya, Geol. Surv. Rept., 1954, № 27, 40 p.
B a l d u z z i F., E p p r e c h t W., N i g g l i P. Weitere Versuche zur Synthese von

Chrysotilasbest.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1951, 31, H. 1, S. 293—305, Ill.
Ball J. Serpentine and assosiated rocks of Davos. Dessert. Zürich, 1887, 47 p.— Ref. N. J. Min. Geol. und Paleontol., 1900, 1, S. 221.
Barlow A. E. Some notes on the origin of asbestos.— Quart.Bull. Canad. Ming. Inst., 1910, 12, p. 113—118.
Baroshin V., Ndojaj Gj. Materiale mbi petrografine e shkambejve ultraburike te shqiperise verilindore.— Bul. Univ. shteteror the Tiranes, ser. shkencat naturoce 1957, № 2, c. 11—39.
Barshad Is. The effect of the interlager cations on the expansion of the mica type of crystallattice.— Amer. Mineralogist, 1950, 35, № 3/4, p. 225—238, ill. Bibliogr. 15 names.
Barshad Is. Cation exchange in micaceous minerals: 1. Replaceability of the interlayer cations of vermiculite with ammonium and potassium ions.— Soil Sci., 1954, 77, № 6, p. 463—472. Bibliogr. 6 names.
Barth T. F. Sagvandite, a magnesite bearing igneous rock.— Norsk geol. tidssk., 1926, 9, H. 34, S. 271—303.
Barth T. F. u. and. Die Enstehung der Gesteine. Berlin, 1939. 8, 422 S., ill.
Barth T. F., Correns, Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin, 1939.
Bossett W. A. Copper vermiculites from Northern Rhodesia.— Amer Mineralogist, 1958, 43, № 11/12, p. 1112—1133, ill.
Bassett W. A. The origin of the vermiculite deposit at Libby, Montana.— Amer. Mineralogist., 1959, 44, № 3—4, p. 282—299, ill.
Bateman A. M. An Arizona asbestos deposit.— Econ. Geol., 1923, 18, 663—682.
Bates T. F., Mink J. F. Morphology and structure of the serpentine minerals.— Pennsylvania State College, School Min. Ind. Tech. Rept., 1950, № 3, Proj. N. R. 81—98, 30 p.
Bates T. F. a. oth. Tubular crystals of chrysotile asbestos.— Science, 1950, 111, № 2889, p. 512—513. ill. Bibliogr. 6 names.
Bauer M. Der Jadeit und die anderen Gesteine der Jadeitlagerstätte von Tammaw in Ober-Birma.— N. J. Min., Geol. und Paleontol., 1896, 1, S. 15—51.
Bauer M. Weitere Mitteilungen über den Jadeit von Ober-Birma.— Zbl. Min., Geol. und Paleontol., 1906, S. 97—106.
Bautsch H. J. Quantitative mineralogisch-petrographische Untersuchung des Asbestes von Klettigshummer. Ein Beitrag zur Genese der Asbeste.— Chem. Erde, 1956, 18, № 4, S. 197—234, Ill.
Bautsch H. J. Asbestgenese in Metabasiten.— Fortschr. Mineral., 1958, 36, H. 1, S. 61—62, Ill. (Ref.).
Bautsch H. J. Über die Genese des Asbestes von Klettigshammer (Thüringen) — Geologie, 1959, Jg. 8, № 2, S. 149—158, Ill.
Beatty S. X-ray diffraction patterns of asbestos.— Amer. Mineralogist, 1950, 35, № 7—8, p. 579—589.
Becke F. Olivinfels und Antigorit — Serpentin aus dem Stubachthal (Hohe Tauern).— Min. petrogr. Mitt., 1894, 14, S. 271—276.
Bennington K. O. Role of shearing stress and pressure in differentiation as illustrated by some mineral reactions in the system MgO — SiO_2 — H_2O.— J. Geol., 1956, 64, № 6, p. 558—577, ill.
Benson F. H. The geology and petrology of the great serpentine belt of New South Wales. Pt. 4.— Proc. Linn. Soc. New. South Wales, 1915, 40, p. 121—173.
Benson W. N. The origin of serpentine, a historical and comparative study.— Amer. J. Sci., 4-th. ser., 1918, 46, p. 693—731.
Benson W. N. The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic rocks.— Mem. Nat. Acad. Sci., Washington, 1927, 19, № 1, p. 1—90.
Bergman T. Dissertatio de terra asbestina.— Opuscula physica et chemica, Lipsiae, 1787, 4, p. 160—180.
Besairie H. Sur les gisements de phlogopite de Madagascar.— C. R. Soc. geol. de France, 1928, fasc. 14, p. 236—238.
Besson M. Geology of the Ampamdrandava sheet.— Trav. Bur. geol. Haut. commissariat Madagascar et dependances, 1953, № 47, 35 p.
Bhushan B., Roy H. N. Occurence of talc in India and its role in ceramic industry.— Trans. Indian Ceram. Soc., 1954, 13, № 4, p. 211—220.
Bhushan B., Roy H. N. Studies on Indian talcs.— Trans. Indian Ceram. Soc., 1956, 15, № 1, p. 57—95.
Bigotte G., Bonifas M., Millot G. Presence du talc dans les roches sedimentaires infracambriènnes du bassin du Niari.— Bull. Serv. carte. géol. Alsace et Lorraine, 1957, 10, № 2, p. 3—6.
Black-Lake asbestos.— Precambrian, 1957, 30, № 12, p. 18—20.

Bleeck A. W. G. Die Jadeitlagerstätten in Upper Burma.— Zs. f. prakt. Geol., 1907, 15, S. 341—365.
Bleeck A. W. G. Jadeite in the Kachin Hills, Upper Burma.— Rec. Geol. Surv. India, 1908, 36, pt. 4, p. 254—285, ill.
Bonney T. G. On the serpentine and associated rocks of the Lizard district.— Quart. J. Geol. Soc., 1877, 33, p. 884—924.
Bonney T. G. On the serpentine and associated igneaus rocks Ayrshire coast.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1878, 34, p. 774—777.
Bonney T. G. On antigorite and the Val Antigorio with notes on other serpentines containing that mineral.— Quart. J. Geol. Soc. London. 1908, 64, p. 152—170.
Bonney T. G., Aston E. On an Alpine nickel-bearing serpentine with fulgurites. Petrographical notes.— Quart. J. Geol. Soc. London. 1896, 52, p. 452—460.
Bonney T. G., Raisin C. P. On varieties of serpentine and associated rocks in Anglesey.— Geol. Mag., new ser., 1899, 6, p. 228—229.
Bonney T. G., Raisin C. P. The microscopic structure of the minerals forming serpentine and their relation to its history.— Quart. J. Geol. Soc. London. 1905, 61, p. 690—715.
Boots D. A. A new. Montana chrysotile discovery.— Asbestos, 1957, 39, № 5, p. 2, 4, 6.
Bose M. K. Alteration phenomena in the ultramafics of Hatgamariah, Singhbhum.— Quart. J. Geol., Mining and Metallurg. Soc. India, 1958, 30, № 1, p. 37—38, ill.
Bourassa P. J. The asbestos mine of Nicolet Asbestos Mines Limited. (Quebec). In: «The geology of Canadian industrial mineral deposits». Montreal, 1957, p. 26—27, ill.
Bowen N. L., Schairer J. F. The problem of the intrusion of dunite in the light of the olivine diagram. In: International Geological Congress. 16 Session. Reports. Washington, 1933, p. 391—396 (Papers from Geophys. Labvr. Carnegie Inst., № 886).
Bowen N. L., Tuttle O. F. Serpentine and talc equilibria.— In: International Geological Congress, 18-th Session. Great Britain. Reports. Pt 2. London, 1950, p. 36.
Bowles O. Asbestos — general information.— U. S. Bur. Mines, Inform. Circ., 1935, № 6817, 21 p.
Bowles O. A new asbestos development in Quebec (Fastern Asbestos Company Ltd).— Asbestos, 1955, 37, № 5, p. 4, 6, 8.
Bowles O. Asbestos.— U. S. Bur. Mines, Bull., 1956, № 556, p. 77—85.
Bowles O. Asbestos. A materials survey. Washington, 1959, 9, 91 p., ill., map.
Bradley W. F., Weaver C. E. A regulary interstratified chlorite-vermiculite clay mineral.— Amer. Mineralogist, 1956, 41, № 5—6, p. 497—504.
Branner J. C., Brackett R. N. The peridotite of Pike Co., Ark.— Amer. J. Sci., ser. 3, 1889, 38, p. 50—59.
Brauns R. Studien über den Palalopikrit von Amelose.— N. J. Min., Geol. und Paleontol., 1887, 5, Beil., S. 318—324.
Brauns R. Betrachtungen über die chemische Zusammensetzung der Mineralien der Serpentin-, Chlorit- und Glimmergruppe.— N. J. Min., Geol. und Paleontol., 1894, 1, S. 205—244.
Breithaupt A. Über den Serpentin Schweiger — Seidel's.— N. J. Chem. und Physik, 1831, 63, S. 283.
Brenon P. Les problemes géologiques et miniers dans l'exploition du mica phlogopite à Madagascar.— Bull. Soc. geol. France, 1956, 6, № 1—3, p. 269—273.
Brown G. M. The dioctaedral analogue of vermiculite.— Clay Minerals Bull., 1953, 2, № 10, p. 64—70.
Brown G. M. The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides. London, 1956, 55 p., ill., map (Philos, Trans. Roy. Soc. London, Ser. B, Biol. Sci., 240, № 668).
Bruce Ch. G. The Stanleyville vermiculite deposit (Ontario).— Canad. Mining and Metallurg. Bull., 1952, 75, № 484,—493, ill.
Brun A. Roche à peridot d'Arolla et ses dérivés.— Arch. sci. phys. et natur. Génève, 1892, 27, p. 299—307.
Brunn J. H. Ségrégation stratifiée dans une péridotite du Pinde et conditions de mise en place des ophiolites. (Roches vertes).— C. R. Acad. Sci., Paris, 1950, 230, № 10, p. 988—990.
Brunn J. H. Les eruptions ophiolithiques dans le NW de la Gréce; leurs rélations aves l'orogénese.—Comptes rendus de la 19 session du Congrès géologique international, fasc. 17. Alger, 1954, p. 19—27, ill.
Buie B. F., Stewart O. F. Origin of vermiculite at Tigerville, South Carolina.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, № 12, pt. 2, p. 1356—1357.
Burfoot J. D. The origin of the talc and soapstone deposits in Virginia.— Econ. Geol., 1930, 25, № 8, p. 805—826.
Burri C., Niggli P. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Teil 1—2. Zürich. 1945. 2 Bd (Publ. hrsg. von der Stiftung. Vulkan-Inst. Immanuel Friedländer, № 3).

B u s a t t i L. Sulla cherzolite di rocca di Silano (Monti Castelli) e Rosignano (Monti Livornesi).— Atti Soc. Toscana, sci. natur. mem., 1889, **10**, p. 110—120, ill.
B u t l e r G. M. Geological occurrence of Arizona asbestos.— Pan. Amer. Geol., 1929, **52**, № 1, p. 19—26, ill.
B y e r s A. K., D a h l s t r o m C. D. A. Geology and mineral deposits of the Amisk-Wildnest Lakes area, Saskatchewan.— Saskatchewan Dept. Min. Res. Geol. Br. Rept., 1954, № 14, p. 135—137.
C a i l l e r e S. Etude de la dissociation thermique des minéraux de serpentines.— C. R. Acad. Sci., Paris, 1933, **196**, p. 628—630.
C a i l l e r e S., H e n i n S. Etude de quelques alterations de la phlogopite à Madagascar.— C. R. Acad. Sci., Paris, 1951, **233**, 22, p. 1383—1384.
C a i l l e r e S., H e n i n S., E s q u e v i n J. Recherches sur la synthèse des minéraux argileux.— Bull. Soc. franç. minéral et cristallogr., 1953, **76**, № 7—9, p. 300—314, ill.
C a i r n e s C. E. The serpentine bet of Coquihalla region, Iale distr. British Columbia.— Summ. Rept. Canada Geol. Surv., Dept. Min., 1929, pt. A.— Ref. N. J. Min., Geol. und Paleontol., 1933, **2**, S. 858.
C a l v i n o F. Il giacimento di amianto a fibra lunga di Settarme (Valle d'Aosta).— Ind. mineralia, 1954, **5**, № 7, p. 407—411.
C a m b e l B. Ultrabazicka hornina od sedlic a hadce najblizsieho okolia (Sedlice).— Geol. sbornik Sloven Akad. vied a. umeni, 1951, Rocn. 2, c. 91—111, ill.
C a p d e c o m m e L. Sur la genèse des talcs pyrénéens.— Bull. Soc. histoire natur. Toulouse, 1951, **85**, fsc. 3-4, p. 313—316.
C a r d i n e t J., D e s t o m b e s J. P. Mise au point sur la vermiculite. D'aprés la bibliographie récente.— Chronique mines outre-mer, 1958, **26**, № 260, p. 41—46.
C a r l s o n D. W., C l a r k W. B. Mines and mineral resources of Amador County, California.— Calif, J. Mines and Geol., 1954, **50**, p. 203.
C a r r u t h e r s D. S. Vermiculite and asbestos occurrences, Home Hill district.— Queensl. Govt Mining. J., 1954, **55**, № 627, p. 64—65., ill.
C e c h V. Přispevěk k pozràni nalezišt mastku a jeho genese v Ceskoslovenské republike.— Sbornik Ústřed. ùstavu geol., 1951, № 18, c. 69—88.
C h a n c o u r t o i s G. B. Sulle serpentine.— Boll. Soc. geol. ital. 1882, **1**, p. 39—44.
C h a r r i n V. Les rockes magnésiènnes d'alternation; le talc, la stéatite, l'amiante.— Génie civil, 1951, **128**, № 3, p. 45—46.
C h a r r i n V. Le talc, ses utilisations céramiques, ses gisements français.— Ind. céram., 1953, № 444, p. 183—184.
C h a r r i n V. Les variétés et les gisements d'amiante.— Génie civil, 1957, **134**, № 4, p. 82—85, ill.
C h a t t e r j e e S. C. Peridotites of Manpur, Singhbhum district Bihar, India, and origin of associated asbestos deposits.— Bull. Geol. Soc. America, 1955, **66**, № 1, p. 91—104, ill.
C h a w n e r W. D. The problem of serpentinization.— Econ. Geol., 1934, **29**, № 8, p. 777—778.
C h h i b b e r V. N. Steatite deposits of Bheraghat, Jabalpur district, M. P. India.— Econ. Geol., 1953, **48**, № 1, p. 53—57, ill.
C h i d e s t e r A. H., B i l l i n g s M. P., C a d y W. M. Talc investigations in Vermont, preliminary report.— U. S. Geol. Surv. Circ., 1951, № 95, 33 p., ill.
C h o u b e r t B. Sur les roches à granérite et cummingtonite du Gabon Central. (A. E. F.)— Bull. Soc. géol. France, 5-e sér., 1949, **19**, fasc. 7—9, p. 611—616, ill.
C i r k e l F. Vorkommen und Gewinnug von Asbest in Canada.— Zs. prakt. Geol., 1903, **11**, S. 123—131.
C i r k e l F. Asbestos, its occurence, exploitation and uses. Ottawa, 1905, 158 p.
C i r c e l F. Chrysotile-asbestos, its occurence, exploitation melling and uses. 2-ed. Ottawa, 1910. 316 p., maps.
C l a b a u g h S. E., B a r n e s V. E. Origin of central Texas vermiculite deposits.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, **68**, № 12, pt 2, p. 1709 (abs.).
C l a r E. Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung.— Mitt. Naturwiss. Vereines Steiermark, Garz,., 1929, 64/65, S. 178—214, Ill.
C o l l i n s J. H. On the geological history of the Cornish serpentineous rocks.— Geol. Mag., 1855, **2**, p. 298—302; 1886, **3**, p. 359—367; 1887, **4**, p. 220—226.
C o l l i n s J. H. Note on the serpentine of Duporth in St. Austell Bay, Cornwall.— Mines Mag., 1877, **1**, p. 222—225.
C o l l i n s J. H. On the serpentine and associeted rocks of Porhalla Cove.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1884, **40**, p. 458—473.
C o m e f o r o J. E., K o h n J. A. Study of synthetic fluor-tremolite. Pt. 1. Of synthetic asbestos investigations.— Amer. Mineralogist, 1954, **39**, № 7—8, p. 537—548, ill.
C o n n a h T. H. Vermiculite, Emucreck, Blackbutt.— Queensl. Govt. Mining. J., 1950, **51**, № 581, p. 168.

Cooke H. C. Thetford district.— Canada, Geol. Surv., Dept. Min. Somm. Rept. (1932). Pt D. Ottawa, 1933, p. 44—55.
Cooke H. C. Asbestos deposits of Thetford district, Quebec.— Econ. Geol., 1936, 31, № 4, тр. 355—376, ill.
Cooke H. C. Regions de Thetford de Disracli et de la moitié orientale de Warwick, Quebec.— Canada, Min. Res., Dir. Min. Geol., Mem., Ottawa, 1938, № 211, 170 p., ill.
Cornelius H. P., Furlani-Cornelius M. Einige Beobachtungen über das Serpentinvorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrande.— Verhande. Geol. Bundesanst., Wien, 1927, № 10, S. 201—205.
Cossa A. Sul serpentino di Verrayes in Valle d'Aosta.— Atti. R. Acad. Lincei, ser. 3, 1878, **2**; Ref. N. J. Min., Geol. und Paleontol., 1879, S. 662—663.
Cossa A. Sopra alcune roccie serpentinose dell'Appennino Bobbiese.— Atti. R. Acad. Sci. Torino, 1880, **16**; Ref. N. J. Min. Geol. und Paleontol., 1882, **1**, S. 418—419.
Cossa A. Sopra alcune roccie serpentinose del Gotardo.— Atti R. Accad. Sci. Torino, 1880, **16**, Ref. N. J. Min., Geol. und Paleontol., 1882, **1**, S. 418—419.
Cossa A. Sulla composizione di alcuni serpentine della Toscana.— Mem. R. Acad. Lincei, ser. 3, 1880, **5**; Ref. N. J. Min., Geol. und Paleontol., 1881, **2**, S. 237—238.
Cossa A. Sulla massa serpentinose di Monteferrato presso Pratto.— Boll. R. Com. geol. d'Italia, 1881, № 5-6;— Ref. N. J. Min., Geol. und Paleontol., 1882, Bd. 1, s. 418—419.
Coubson A. L. Asbestos in the ceded districts of the Madras presidency: with notes on its occurrence in other parts of India.— Mem. Geol. Surv. India, 1934, **64**, pt. 2, p. 143—266, ill.
Cower J. A. Powder x-ray diffractometer method of determination of the iron-magnesium ratio in the phlogopite-biotite series (Abstruet).— Bull. Geol. Soc. America, 1955, **66**, № 12, pt. 2, p. 1566.
Cowling K. W., White J. Vermiculite: its constitution properties and uses.— Refractories J., 1954, № 12, p. 549.
Creveling J. G. The peridotite of Presque Isle, Michigan. A study in serpentinization.— Amer. J. Sci., ser. 5, 1926, **12**, p. 515—521.
Crosly W. O. Physiographic relations of serpentine, with special reference to the serpentine stock of Staten Island, N. Y.— J. Geol., 1914, **22**, № 6, p. 582—593.
Croth P. Mineralien aus dem Serpentin von Reichenstein.— Zs. f. Kristallogr., 1880, S. 294—300.
Currie J. B. The occurrence and relationships of some mica and apatite deposits in South-Eastern Ontario.— Econ. Geol., 1951, **46**, № 7, p. 765—778, ill. Bibliogr. 19 names.
Dana J. D. On serpentine pseudomorphs and other kinds from the Tilly Faster iron mine, Putman Co, N. Y.— Amer. J. Sci., ser. 3, 1874, **8**, p. 371—381, 447—459.
Daubree A. Transformation de la serpentine en péridot ou en cherzolite.— C. R. Acad. Sci., Paris, 1866, **62**, p. 660—663.
Delesse A. Recherches sur la composition chimique de quelques minéraux.— Ann. Mines, ser. 4, 1846, **9**, p. 305—324.
Delesse A. Memoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. Serpentine des Vosges.— Ann. mines, ser. 4, 1850, **18**, p. 309—356.
Demumbrum L. E. K fixation as affected by mineralogy in some soils derived from argillaceous chalk.— Soil Sci., 1958, **86**, № 5, p. 276—281, ill.
De Roever W. P. Sind die Alpinotypen Peridotitmassen wielleicht tektonish — verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale—Geol. Rundschau, 1957, **46**, S. 137—146.
Dey A. K. Phlogopite in the Jeypore Zamindary in Vizagapatam, Madras.— Indian Minerals, 1950, **4**, № 4, p. 182—185, ill.
Dey A. K. A note on the occurrence and origin of vermiculite near Chatra, Hazaribagh, Bihar.— Indian Minerals, 1954, **8**, № 3, p. 167—173, ill.
Dickinson S. B. a. oth. Talc deposits in South Australia.— South. Australia, Geol. Surv., Bull., 1951, № 23, 133 p.
Dietrich R. V. Virginia mineral locatities.— Verginia Polytech. Inst., Eng. Expt. Sta., Bull., 1953, 88, p. 37, 41.
Dieulafait L. Serpentines de la Corse; leur âge et leur origine.— C. R. Acad. Sci., Paris, 1880, **91**, № 24, p. 1000.
Diller J. S. Notes on the perid otite of Elliat County.— Amer. J. Sci., ser. 3, 1886, **32**, p. 121—125.
Diller J. S. Peridotite of Elliot county, Kentucky.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1887, 38, p. 20—24.
Diller J. S. Peridotite of Elliot county, Kentucky. Washington, 1887, 39 p., ill.
Diller J. S. Asbestos.— U. S. Geol. Surv., Min. Res., 1917, **2**, p. 197—204.
Döll Ed. Kämmererit nach Strahlstein, Gymanit nach Talk, Serpentin nach Talk und Talk nach Kämmerit vier neue Pseudomorphosen.— Verh. k. k. geol. Reichsanst., Wien, 1901, № 17—18, S. 397.

Drasche V. Über Serpentine und serpentinäahnliche Gesteine.— Tschermaks mineral und petrogr. Mitt., 1871, H. 1, S. 1—12.
Drescher F. K., Krueger H. K. E. Der Peridotit von Kaersut.— N. J. Min., Geol. u Paleontol., 1928, 57, Beil., S. 569—614.
Dresser J. A. Igneous rocks of the Eastern Tounships of Quebec.— Bull. Geol. Soc. America, 1906, 17, p. 497—522.
Dresser J. A. Preliminary report on the serpentine and associated rocks of Southern Quebec, Canada.— Dept. Min. and Res., Geol. Surv., Mem., Ottawa, 1913, № 22, p. 61—70.
Dresser J. A. Granitic segregations in the serpentine series of Quebec.— Proc. and Trans. Roy. Soc. Canada, 1921, 14, sec. 4, p. 7—18.
Dresser J. A. Asbestos deposits of Cyprus.— Econ. Geol., 1925, 20, № 8, p. 772.
Dresser J. A. The problem of serpentinization.— Econ. Geol., 1934, 29, p. 306—307.
Drysdall A. R., Newton A. R. Blue asbestos from Lusaka, Northern Rhodesia, and its bearing on the genesis and classificàtion of this type of asbestos.— Amer. Mineralogist, 1960, 45, № 1—2, p. 53—59.
Duclos J. L'amiante.— Bull. d. Mines de Madagascar, 1923, № 1, p. 2—8.
Dunham K. C. a. oth. The chromiferous ultrabasic rocks of Eastern Sierra Leone. London, 1958, 4, 44 p., map., ill. (Overseas Geol. and Min. Res., Suppl. ser., Bull. № 3).
Duparc L. Serpentine du Geisspfadsee dans la vallée Balin.— Asrch. sci. phys. et natur. de Génève, 1890, 23, p. 351.
Duparc L. Sur «l'ostraite», une pyroxénite riche en spinelles.— Bull. Soc. franc. mineral et cristallogr. 1913, 36, p. 18—20.
Du Rietz T. Peridotites, serpentines and soapstones of Northern Sweden.— Geol. förn i Stockholm Förhandl, 1935, 57, H. 2, S. 133—260.
Durrell C. Metamorphism in the Southern Sierra Nevada North East of Visalia California.— California Univ., Dept. Geol. Sci., Bull., 1940, 25, № 1, p. 1—117, ill.
Du Toit A. L. The origin of corundum aplite.— Econ. Geol., 1928, 23, № 7, p. 806—809.
Du Toit A. L. The origin of the amphibole asbestos derposits of South Africa.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1945, 48, p. 161—206. Bibliogr. 21 names.
E. M. M. Genese des talcs pyreneens.— Echo des mines et de la metallurgie, 1954, № 3475, p. 843.
E. R. V. Vermiculite in Nyasaland.— Colon. Geol. and Min. Res., 1955, 5, № 4, p. 464.
Ells R. W. Mica deposits of Canada.— Canad. Geol. Surv. Min. Res. Bull., 1904, № 69, 32 p.
Epprech W. Versuche zur Synthese von Serpentin-Mineralien.— Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., 1947, 27, H. 1, S. 1—20, Ill.
Ernst W. S. a. oth. Effects of the exchangeable ion on the dehydration properties of vermiculite.— J. Amer. Ceran. Soc., 1958, 41, № 7, p. 238—241 ill.
Eskola P. The mineralfacies of rocks.— Norsk geol. tidsskr., 1920, 6, p. 144—194.
Eskola P. Über die Geologie Ostkareliens.— Geol. Rundschau, 1948, 35, H. 2, S. 154—165.
Evans J. W. The identity of the Amiantos or Karystian stone of the ancients wita chrysotile.— Mineral. Mag., 1906, 14, p. 143—148.
Evans J. W. Crysolite, chrysotile and karystiolite.— Geol. Mag., new. ser., 1909, 6, p. 286.
Fagnani G. Sulle formazioni talcose della Val Malenco.— Rend. Soc. min. Italiano, 1958, Anno 14, p. 205—213, 1 f. ill.
Fagnani G. Il talco della Bagnada. (Val Lanterna).— Atti Soc. ital. sci. natur., 1959, 98, № 2—3, c. 284—292.
Fallou F. A. Über das Waldheimer — Serpentingebirge — Karstens.— Arch. Min., 1842 16, H. 2, S. 423—469.
Farmer V. C. The infra-red spectra of talc, saponite, and hectorite.— Mineral. Mag., 1958, 31, № 241, p. 829—845.
Fenoglio M. Sulla presenza della nesquehonite nella serpentina di Via in Val di Lanzo.— Atti R. Accad. Lincei, 6 ser., 1930, 11, p. 310—316.
Finlayson A. M. The nephrite and magnesite rocks of the South Island of New Zealand.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1909, 65, p. 351—381, ill.
Flett W. R., Macgregor M., Robertson R. H. S. Report of the Mineral Resources Panel on talc in Scotland. Edinburgh, 1954, 19 p., map.
Forestier F. H., Rouger C. Nouveaux gisements de vermiculites (Haute Loire). Etude de quelques mineraux.— Publ. Faculté Sci. Univ. Clermont, 1956, fasc. 2, p. 149—157.
Fortes RICO G. El campo de la vermiculita en la zona del protectorado espanol de Marruecos.— Mineria y metalurgia, 1955, 15, № 176, p. 15—18.
Foslie S. On antigarite-serpentines from Ofoten with fibrous and columnar vein minerals.— Norsk. geol. tidsskrift, 1931, 12, p. 219—245, ill.

F o x H. On the occurrence of an aluminous serpentine (pseudophyte) with flintlike appearance near Kynance Cove.— Mineral. Mag., 1891, 9, № 44, p. 275—277.
F r a a s E. Geognostische Profil vom Nil zum Rothen Meer.— Zs. Deutsch. geol. Gesellsch., 1900, 52, S. 569—677.
F r a n k K. Asbest. 2-te Aufl. Hamburg, 1952. 234 S.
F r a n k e l J. J. Sout African asbestos fibres.— Mineral. Mag., 1953, 89, № 2, p. 73—83; № 3, p. 142—149.
F r a z e r P. The Northern serpentine Belt in choster CO., Penna.— Trans. Amer. Inst. Min. Engin., 1884, 12, p. 349—355.
F r e e m a n P. U. A petrological study of the Munro asbestos «A» orebody, Matheson, Ontario.— Canad. Mining J., 1955, 76, № 3, p. 78 (abs.).
F r e y e r G. Badania rentgenograficzne roznych rodzajow azbestu.— Přzegl. geol. 1954, № 10, s. 434—436.
F r i e d r i c h O. M. Zur Genesisostalpiner Spatmagnesit-und Talklagerstätten.— Fortschr. Mineral., 1952, 29/30, H. 2, S. 400—401.
F y f e W. S., T u r n e r F. J., V e r h o o g e n J. Metamorphic reactions and metamorphic facies.— Mem. Geol. Soc. America, 1959, № 73, XII 260 p., ill.
G a b r i e l s e H. The genesis of chrysotile asbestos in the Cassiar asbestos deposit, Northern British Columbia.— Econ. Geol., 1960, 55, № 2, p. 327—337.
G a l l i M. Studi petrografici sulle formazioni ofioitiche dell'Appennino ligure.—Period. mineral. 1956, An. 25, № 2/3, p. 139—168, ill.
G a n s e r A. Ausseralpine ophiolith probleme.— Eclog. geol. helv.,, 1960, 52, (1959), № 2, S. 659—680, ill.
G a y Th. E. Jr., W r i g h t L. A. Geology of the Talc City area, Inyo county. In: J a h n s R. H. Geology of Southern California: California Dept. Nat. Res., Div. Min., Bull., 1954, № 170, Map. Sheet №, 12, p. 17—24.
G e e s R. A. Ein Beitrag zum Ophiolith — Problem behandelt an einigen Beispielen aus dem Gebiet von Klosters-Davos (Graubüden).— Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., 1956, 36, H. 2, S. 454—488, Ill.
G e v e r s T. W. Vermiculite at Soolekop — Palabora, North East Transvaal.— Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa, 1949, 51, p. 133—178.
G h o s h P. K. The talc-serpentine-chlorite rocks of South Mewar and Dungarpur.— Rec. Geol., Surv. India, 1933, 66, pt 4, p. 449—460.
G i l l s o n J. L. Origin of the Vermont talc deposits with a discussion on the formation of talk in general.— Econ. Geol., 1927, 22, № 3, p. 246—287, ill.
G i s o l f W. F. On the origin of some iron-ores and serpentines in the Dutch East Indies. In: «3 Pan-Pacific Science Congress», 1926. Tokyo, 1928, p. 1729—1732.
C i t t e r A. J. Recent developments in the use of vermiculite in the ceramic field.— J. Canadian Ceram. Soc., 1956, 25, p. 18—21.
G o n z a l e z F., C h a v e s T., C h a v e s M. Caracterizacion y propiedades de una vermiculita de Badajoz.— An. edafol. y fisiol. veget, 1954, 13, № 2, p. 75—84.
G o o c h E. O. Vermiculite.— Virginia Min., 1957, 3, № 1, p. 1—6, ill.
G o o c h E. O. Vermiculite in the Virginia Piedmont.— Virginia. J. Sci., 1957, 8, № 4, p. 330—331.
G o r d o n S. G. Desilicated granitic pegmatites.—Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 1921, 73, pt. 1, p. 169—192.
G o r d o n S. G. On arfvedsonite, riebeckite, and crocidolite from Greenland.— Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 1927, 79, p. 193—205, ill.
G r a ç a D a C r u z A. Contribuicao para o estudo dos amiantos de Manica, Gareia de Orta Junta Miss.— Geogr. e Inves. Ultramar. Rev., 1954, 2, № 2, p. 221—223, ill.
G r a h a m R. P. D. Origin of massive serpentine and chrysotile-asbestos, Blac Lake — Thetford area, Que.— Econ. Geol., 1917, 12, N. 2, p. 154—202,
G r u d e m o A. An x-ray examination of the structure of vermiculites.— Handl. Svenska Forskningsinst. Cement. och Betong, 1954, № 22, 56 p.
G r u n a u H. Das Ophiolithvorkommen von Hauen am Jaunpass. (Kt. Bern.).— Schweiz. mineral. und pertrogr. Mitt., 1945, 25, H. 2, S. 311—326. Bibliogr. 13 Namen.
G r u n a u H. Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen in den Schweizer Alpen.— Eclogae geol. helv., 1946, 39, № 2, S. 256—260. Bibliogr. 11 Names.
G r ü n t h e r F. The roentgenographic researches of different kinds of asbestos.— Przegl. geol., 1954, № 10, s. 454—436.
G u i m o n d R. Quebec — world asbestos centre.— Precambrian, 1957, 30, № 12, p. 12—14.
H a a p l a P. On the serpentine rocks in Northern Karelia.— Bull. Commiss géol. Finlande, 1936, № 14, 88 p., ill.
H a l l A. L. Corundum in the Northern and Eastern Transvaal.— Mem. Geol. Surv. South Africa, 1920, № 15, 222 p., ill.
H a l l A. L. On the marundites and allied corundum rocks in the Leysdorp district — Trans. Geol. Soc. South Africa, 1922, 25, p. 43—67.

H a l l A. L. Asbestos in the Union of South Africa.— South Africa, Geol. Surv., Dep. Min. and Ind. Mem., 1930, № 12, p. 113—114.
H a m i l t o n W. New interpretation of Antarctic tectonics.— U. S. Geol. Surv. Res., Prof. Papers, 1960, № 400-B, p. 379—380.
H a r r i n g t o n H. Nomenclature of rock units in the Ross Sea region, Antarctica.— Nature, London, 1958, **182**, № 4631, p. 290.
H a r t J. R. The use of North Carolina talc in steatite bodies.— Bull. Amer. Ceramic Soc., 1954, **33**, № 4, Program., p. 27, Abs.
H a t h a w a y J. C. Studies of some vermiculitetype clay minerals.— Nat. Res. Council, Publ., Washington, 1955, № 395, p. 74—86, ill. Bibliogr. 15 names.
H a u n n e r W. Über die Peridotite am Loibiskogel im Ötztal.— Abhandl. geol. Bundesantstalt, 1933, № 3, S. 59—63.
H e a l e y F. H., J o u n g G. J. The surface properties of chrysotile asbestos.— J. Phys. Chem., 1954, **58**, № 10, p. 885—886.
H e n d r y N. W. Chrysotile asbestos in Munro and Beatty townships, Ontario.— Canadian Mining and Metallurg. Bull., 1951, **44**, № 468, p. 29—36, ill. То же: Canad. Inst. Mining and Metallurg. Trans., 1951, **54**, p. 28—35, ill.
H e n d r y N.W., C o n n H. M. K. The Ontario asbestos properties of Canadian Johns — Manvill Company Limited. In: «The geology of Canadian industrial mineral deposits». Montreal, 1957, p. 36—45, ill.
H e n i n S., C a i l l e r e S. Sur l'évolution de la phlogopite à Madagascar. Dans: «Comptes rendus de la 19 session du Congrés geologique international», fasc. 18, Alger, 1953, p. 137—147, ill.
H e s s H. H. Hydrothermal metamorphism of an ultrabasic intrusion at Schuyler, Virginia.— Amer. J. Sci., 5-th ser., 1933, **26**, p. 377—408.
H e s s H. H. The problem of serpentinizaitin and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits.— Econ. Geol., 1933, **28**, № 7, p. 634—657, ill.
H e s s H. H. A primary peridotite magma.— Amer. J. Sci., ser. 5, 1938, **35**, № 209, p. 321—344, ill., maps.
H e s s H. H. World distribution of serpentinized peridotites and its geologic significance.— Amer. Mineralogist, 1939, **24**, № 4, p. 275—276.
H e s s H. H. Serpentines, orogeny and epeirogeny.— Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, № 62, p. 391—407, ill.
H e w i t t D. F. Talc deposit of Canada Talc Industries Limited, Madoc, Ontario. In: «The geology of Canadian industrial mineral deposits». Montreal, 1957, p. 240—243, ill.
H e y s t e k H. Vermiculite as a member in mixed — Cayer minerals.— Natur. Acad. Sci., Nat. Res. Council, Publ., 105, 9, № 456.
H e z n e r L. Der Peridotit von Loberio (Kt. Tessin).— Vierteljahrber. naturh. Gesellsch. in Zürich 1909, **54**, S. 246—247.
H i g g s D. V., H i n d i n I. Experimental deformation of dolomite single crystals.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, **70**, № 3, p. 245—277, ill.
H i l l e b r a n d S. Serpentin und heulandit.—Sitzber. Wiener. Akad. Wiss., mat.-nat. Kl., 1906, **115**, S. 697—712.
H ö h l d i n g H. J. Bemerkung zu dem «Serpentintalk» aus dem Zechsteinhydritprofil der Eredgasbohrunq Frenswegen 3 im Emsland.— Beitr. Min. und Petrogr., 1958, **6**, H. 2, S. 108—111.
H o l l a n d T. H. On highly phosphatic mica — peridotites intrusive in the Lower Gondwana rocks of Bengal.— Rec. Geol. Surv. India, 1894, **27**, p. 129—146.
H o y o s A., D e l g a d o M. Influencia que en las fases de transformacion termica de un talco produce la adicion de MgO.— Estudios geol., 1959, **15**, № 41—44, p. 219—226, 1 f.
H o y o s A., D e l g a d o M. Estudio mineralògico de un talco.— An. edafol. y fisiol. veget., 1958, **17**, № 2, p. 163—172.
H u m e W. F. Notes on the petrography of Egypt.— Geol. Mag., new ser., 1908, **5**, p. 465, 500—508, carte.
H u n a h a s i M. Contact metasomatism associated with the pyroxeneperidotite of the Horoman region in Hidaka metamorphic zone, Hokkaido. Studies on the metamorphic phenomena related to the ultrabasic igneous rocks (1-st report). Sapporo, Japan, 1948, 33 p.
H u n t Th. S. On the serpentines of Canada and theier associated rocks.— Philos. Mag., 1857, **14**, p. 389—390.
H u n t Th. S. The Geological history of serpentines, including notes on Pre-Cambrien rocks.— Proc. and Trans. Roy. Soc. Canada, 1882—1883, **1**, sect. 4, p. 165—215.
H u n t e r D. R. An occurrence of chrysottile asbestos Usushwana Valley, Mbabane district, Swaziland.— Geol. Mag., 1953, **90**, № 4, p. 241—247, ill.
H u t t o n C. O. Basic and ultrabusic rocks in North —West Otago.— Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1936, **66**, pt. 2, p. 231—254.

H u s s a k E. Über einige alpine Serpentine.— Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., 1883, 5, S. 61—81.
I c h i m u r a T. Asbestos deposits of the Toyoda mine, Hualien province, Formosa.— Tokyo Univ., Coll. Gen. Education, Sci. Papers, 1952, 2, № 1, p. 99—115, ill.
I n g e r s o n E. Layered peridotitic laccoliths in the Trout River area, Newfoundland. Reply Discussiones A. F. Buddington and H. H. Hess.— Amer. J. Sci., 1937, 33, p. 380—392, ill.
I z m a i l o v N. Note préliminaire sur l'élaboration de la carte géologique des environs du village Iberi prés de Kavadar, faite en rapport avec l'apparition de l'asbeste.— Bull. Mus. hist. natur. Pays Serbe, 1950, ser. A., liev. 3, p. 207—220, map.
J a g o d z i n s k i H., B a g e h i S. N. Die gerollte Struktur des Chrysotils. — N. J. Min., 1953, Monatsh. 5-6, S. 97—100.
J a f f e F. C. La position géologique des ophiolites dans les Préalpes.— C. R. Acad. Sci., Paris, 1954, 238, № 11, p. 1246—1248.
J a f f e F. C. Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col. des Gets.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1955, 35, H. 1, S. 1—150.
J a g o d z i n s k i H., B a g e h i S. N. Die gerollte Struktur des Chrysotils.— N. J. Min., 1953, Monatsh. 5—6, S. 97—100.
J a k o b J. Über Chemismus der Serpentine. Mitt. 1.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1931, 11, S. 56—66.
J a k o b y A. Aus der Geschichte des Asbestos.— Bull. mensuels Soc. natur. Luxembourgeois, 1924, 18, p. 132—153.
J a m e s D. H. The genesis of asbestos in ultrabusic rocks. (Discussion).— Econ. Geol., 1955, 50, № 4, p. 438.
J a n d e r W., W u h r e r J. Hydrothermale Reaktionen. Mitt. 2. Die Bildung von Magnesiumhydrosilicate.— Zs. anorgan. und allgem. Chemie, 1938, 235, H. 4, S. 273—294, ill.
J o h n s t o n e A. On the action of carbonic acidic water on olivine.— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1888, 15, p. 436—441.
J o n e s R. H. Asbestos and asbestic, their properties and occurence. London, 1897, 356 p., ill.
J o u g W. A. J. Investigation of encampment vermiculite deposits, Carbon County, Wyo.— U. S. Bur. Min., Rept. Inv., 1952, № 4857, 15 p., ill.
J u d i n M. I. Les dunites de la chaine de Borus et leur origine.— Bul. Univ. shteteroe te Tiranes, ser. shkencat natyrore, 1960 № 1, c. 133—147.
J u l i e n A. A. Genesis of the amphibole schists and serpentines of Manhattan Island. New Iork.— Bull. Geol. Soc. America, 1903, 14, p. 486—489.
J u l i e n A. A. The genesis of antogorite and talc.— Ann. New York Acad. Sci., 1914, 24, p. 23—38.
K a a d e n G. van der. On relationships between the composition of chromites and their tectonic — magmatic position in peridotite bodies in the S. West of Türkey.— Bull. Min. Res. and Explor. Inst., Turkey, 1959, № 52, p. 1—14, ill., map.
K a l k o w s k i E. Geologie des Nephrites im Südlichen Ligurien.— Zs. Dentsch. geol. Gesellsch., 1906, 58, S. 307—378.
K a r š u l i n M. Studije o azbestu iz Stragara.— Zašt. mater., 1958, 6, № 9, c. 347—358.
K a w a s a k i S. Mica in Chosen, with special reference to phlogopite in the Machonnyong Series of Kankyo-Do.— Bull. Mineral. Surv. Chosen (Korea), 1916, 1, pt. 2.
K e e p F. E. Some practical hints in connection with chrysotile-asbestos.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1930, 33, p. 1—3.
K e i t n S. B., B a i n G. W. Chyrsotile-asbestos. 1. Chrysotile Veins.— Econ. Geol., 1932, 27, p. 169—188.
K e m p J. F. Peridotite dikes in the Portage sandstone near Itaca, N. Y.— Amer. J. Sci., 1891, 42, p. 410—412.
K e m p J. F. Notes an the occurrence of asbestos in Lamoille and Orleans county, Vermont.— U. S. geol. Surv., Min. Res., 1900 (1901), p. 1864—1865.
K e n n e d y G. C., W a t t o n M. S. Geology and associoted mineral deposits of some ultrabasic rock dodies in Southeastern Alaska. Washington, 1946, 84 p., ill.
K e n n g o t t A. Eine dem serpentin-ähnliche Pseudomorphose des Diopsids.— Sitzber. Akad. Wiss. Berlin, 1857, 16, S. 161.— Ref. N. J. Min., Geol., Paleontol., 1857, S. 716.
K i e f e r Ch. Note sur les mineraux phylliteux et leurs alterations.— C. R. Acad. Sci., Paris, 1950, 230, № 10, p. 977—978.
K i m p f l i m G. La vermiculite. 1. Chimie, mineralogie et geologie.— Chimie et industrie, 1954, 72, № 1, p. 152—158.
K i š p a t i č M. Über Serpentine und serpentin.— änliche Gesteine aus der Fruška Gora.— Mitt. Jahrb. k. Ungar. geol. Anstalt, 1886—1890, 8, S. 197—209.
K i š p a t i č M. Die kristallinische Gesteine der bosnischen Serpentinzone.— Wiss. Mitt. aus Bosnien und Herzegowina, 1900, 7, S. 377—484.

K i y o h a r a K. Talk deposits in northern part of Yamaga City, Kumamoto prefecteke.— Bull. Geol. Surv. Japan, 1957, **8**, № 7, p. 43—48, ill.
K l i n g s b e r g C., R o y R. Synthesis, stability and polytypism of nickel and gallium phlogopite.— Amer. Mineralogist, 1957, **42**, № 9/10, p. 629—634, ill.
K o a r k H. I. Über einen diagonalgeschichteten Chromitdunit.— Tscherm. mineral. und petrogr. Mitt., 3-te Folge, 1954, **4**, H. 1/4, S. 216—224, Ill.
K o h n J. A., C o m e f o r o J. E. Synthetic asbestos investigations. —2. X-ray and other data on synthetic flour-richterite,- edenite, and boron-edenite.— Amer. Mineralogist, 1955, **40**, p. 410—421.
K o l d e r u p C. F., K o l d e r u p N. H. Geology of the Bergen arc system. Bergen, 1940, 137 p., ill., map (Bergens museums skrifter, № 20).
K o s s m a t F. Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. Berlin, 1937, 20 S., ill (Mitt. Paläontol. Inst. und Museum Univer. Leipzig, № 125).
K r i s h n a n M. S. Asbestos and barytes in Pulivendla taluk, Cuddapah district.— India Geol. Surv. Bull., 1953, Ser. A., № 5, 55, p., ill.
K u l p J. L., B r o b s t D. A. Notes on the dunite and the geochemistry of vermiculite at the Day Book dunite deposit, Yancey County, North Carolina.— Econ. Geol., 1954, **49**, № 2, p. 211—220, ill. Bibliogr. 15 names.
K ü n d i g E. The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism.— Geol. mijnbouw, nieuwe ser., 1956, Jg. 18, № 4, p. 106—114.
K u n i t z W. Die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und den physikalisch-optischen Eigenschaften innerhalb der Glimmerguppe.— N. J. Min. Geol., Paleontol., 1924, **50**, Beil., S. 5.
K u n i t z W. Die Rolle des Titans und Zirkoniums in den gesteine-bildenen Silikaten.— N. J Min., Geol., Paleontol., 1936, **70**, Beil., S. 385—466, Ill.
K u ž v a r t M. Thermickd dehydratace musku od Hnéšti na Slovensku.— Vestnik Ustredn. ustavu geol., 1955, Ročn. 30, č. 4, c. 168—178.
K u ž v a r t M. Geologicke a petrograficke poměry mastkovych lozvišek a jejich okoli u Hnušte na Slovensku.— Sbornik Ustred. ustavu geol., 1956, № 22, c. 145—195.
K u ž v a r t M. Ložiska mastku ve Spišskogemerskem Rudohoři na Slovensku.— Sbornik Astredn. ustavu geol. , Odd. geol., 1956 (1957), **23**, № 2, c. 441—474.
L a c r o i x A. Le granit des Pyrènées et ses phénomènes de contact.— Bull. Serv. Carte. Géol. de la France, 1898, **64**, p. 10—25.
L a c r o i x A. Le cortège filonien des péridotites de la Nouvelle Calédonie.— C. R. Acad. Sci., Paris, 1911, **152**, p. 816—822.
L a c r o i x A. A propos de la turmaline des serpentines.— Bull. Soc. franç. min., 1914, **37**, № 3, p. 75—76.
L a c r o i x A. La jadeite de Birmanie: les roches qu'elle constitue on qui l'accompagnent. Composition et origine.— Bull. Soc. franç. mineral., et cristallogr., 1930, **53**, p. 216—254.
L a c r o i x A. Les giséments de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites, qui les renferment. (Texte). Tananarive, 1941, 121 p., ill. (Ann. geol. du Service des Mines de Madagascar, fasc. 11).
L a c r o i x A. Les péridotites de la Nouvelle — Calidonie, leurs serpentines et leurs gites de nickel et de cobalt, les gabbros qui les accompagnent.— Mém. Acad. sci., Inst. France, 2 ser., 1943, **66**, (1942), № 2, p. 1—143, ill.
L a n d e s K. K. Origin of the Quebec phlogopite-apatite deposits.—Amer. Mineralogist, 1938, **23**, № 6, p. 359—390, ill.
Large asbestos deposit near East-Broughton, Quebec.— Asbestos, 1955, **36**, № 9, p. 52.
L a r s e n E. S. A hydrothermae origin of corundum and albitite bodies.— Econ. Geol., 1928, **23**, № 4, p. 398—433.
L a r s e n E. S. Batholith of Southern California.— Mem. Geol. Soc. America, 1948, **29**, p. 40—41.
L a u b m a n n H. Die Minerallagerstätten der Serpentine des Fichtelgebirges.— Zbl. Mineral. Geol., Paleontol., 1925, A, S. 78—106.
L e i g h t o n F. B. Origin of vermiculite deposits, Southern Vergin Moutains Nevada.— Econ. Geol., 1954, **49**, № 7, p. 809, (abs.). То же: Bull. Geol. Soc. America, 1954, **65**, № 12, pt 2, p. 1278 (abs).
L e m b e r g J. Über die Serpentine von Zöblitz, Greifendorff und Waldhein.— Zs. Deutsch geol. Gesellsch., 1875, **28**, S. 531—549.
L e m o i n e M. Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés du Queyras (Htes Alpes).— C. R. Soc. géol. France, 1955, № 5/6, p. 94—96.
L e v i n s o n A. A., H e i n r i c h E. W. Studies in the mica group; single crystal data on phlogopites, biotites and manganophyllites.— Amer. Mineralogist, 1954, **39**, № 11/12, p. 937—945.
L e w i s C. On a diamanti ferous peridotite and the genesis of the diamond.— Geol. Mag., 1887, **3**, № 4, p. 22—24.

L e x W. Asbest.— Urania, 1952, Jg. 15, H. 6, S. 217—218.
L i e b i s c h Th. Mineralogisch-petrographische Mittheilungen ans dem Berliner mineralogischen Myseum.— Zs. Deutsch. geol. Gesellsch., 1877, **29**, S. 710—734.
L i n d e m a n n W. Umwandlungsmechanismus von Talk beim Erhitzen, dargelegt am Steatit von Göpfersgrün sowie Talken vom Sudan und von Greiner (Zillertal).— Geol. Blätter Nordost-Bayern, 1955, **5**, H. 4, S. 143—148, Ill.
L i n d e m a n n W. Thermische Zersetzung von Talken, durchgefühst am Steatit von Göpfersgrün sowie an Talken aus China, aus der Mandschurei und von Greiner (Zillertal).— Geol. Blätter Bordast-Bayern, 1956, **6**, H. 4, S. 153—157, Ill.
L i n d n e r A. Experimentalle Prüfung der von Clarke und Schneider für den Serpentin aufgestellten Coustitutionsformel. Inaug.— Dissert. Breslau, 1893, 36, S. Ref.— N. J. Min., Geol. und Paleontol., 1894, **1**, S. 438—439.
L i t t l e H. W. The ultrabasic rocks of Middle River Range, B. C.— Amer. J. Sci., 1949, **247**, № 11, p. 802—823, ill.
L o m b a a r d B. V. Chromite and dunite of the Bushveld complex.— Trans. and Proc. Geol. Soc. South. Africa, 1956, **59**, p. 59—76, ill.
L o t t i B. Contribuzione allo studio di serpentine italiane e di loro origine.— Boll. R. Com. geol. d'Italia, 1883, **14**, p. 281—297.
L o t t i B. Granito e iperstenite nelle formazione serpentinosa dei Monti Livornesi.— Boll. R. Com. geol. d'Italia, 1885, **16**, p. 125—127.
L o t t i B. Origine della peridotite.— Proc. Verb. Soc. Toscana sci. natur., 1887, **5**, p. 241.
L u n d e g a r d h P. H. Den ultrabasiska gabbron i Raslagen. Stockholm, 1947, 50 p. ill. (Sveriges geol. Underasö kning., Ser. C., Avh. och. uppsatser, № 484, Arsbok 41).
L u n d e g a r d h P.H. Aspects to the geochemistry and petrology of plutonic ultrabasites in Sweden.— Geol. fören. i Stockhelm förhand, 1950, **72**, H. 1, № 460, S. 51—63.
L u n d q u i s t J. En postkarelsh peridotit in urberget norr om Torneträsk.— Geol. fören i Stockholm, förhandl, 1953, **75**, H. 1, № 472, S. 77—88.
L u s c h i n E. Asbest, dessen Vorkommen und Verarbeitung.— Berg- und Hüttenm. Jahrbuch Bergakad., 1890, **38**, S. 86—130.
L y e l l Ch. On a dyke of serpentine, cutting through Sandstone, in the County of Forfar.— Edinburgh J. Sci., 1825, **3**, p. 112—126.
M c h e n z i e D. B. High-temperature alpine-type peridotite from Venezuela.— Bull. Geol. Soc., London, 1960, **71**, № 3, p. 303—317, ill.
M c M a h o n C. A. Petrological notes on some peridotites, serpentines... North Western Himalaya.— Mem. Geol. Surv. India, 1901, **31**, pt. 3, p. 303—329.
M a r m o V. Anthophyllite asbestos in central Sierra Leone.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1957, **37**, H. 1, S. 31—50, Ill.
M a r s t e r s V. F. Petrography of the amphibolite, serpentine and asbestos deposits of Belvidere Mountain, Vt.— Bull. Geol. Soc. America, 1905, **16**, p. 419—446, maps.
M a t h i e s o n A. McL., W a l k e r G. F. Crystal structure of magnesium-vermiculite.— Amer. Mineralogist, 1954, **39**, № 3/4, p. 231—255, ill.
M a t h i e s o n A. Mc. L. Mg-vermiculite: a refinement and reexamination of the crystal structure of the 14. 36 A phase.— Amer. Mineralogist, 1958, **43**, № 3—4, p. 216—227.
M a t t h e s S. Die genetische Stellung des Minerals Vermiculit im mitteldeutschen Serpentingestein.— Fortschr. Mineral, 1950, **26**, S. 88—89.
M a t t n e s S. Vorkommen von Vermiculit in mitteldeutschen Serpentiniten.— N. I Min., Monatsh., 1950, H. 2, S. 29—48, Ill., I Bl. Tabl.; H. 3, S. 49—62, Ill.
M a u r y E. Sur la série ophiolitique de la région du col San Colombano (Corse).— C. R. Soc. géol. de France, 1930, № 16, p. 223—225.
M a y n a r d J. E., P l o g e r L. W. A study of the Salt Springs Road peridotite dike in Syracuse, New York.— Amer. Mineralogist, 1946, **31**, № 9—10, p. 471—485. Bibliogr. 25 names.
M e i x n e r H. Die Minerale aus dem Dunitserpentinit von Kraubath (Steiermark).— Jahrb. naturwissensch. Abteil. am Joanneum; min. Mittblatt., 1953, № 1, S. 21—23.
M e l h a s e J. Asbestos deposits of Arizona.— Eng. and Min. J. Press., 1925, **120**, № 21, p. 805—810, ill.
M e r r i l l G. P. Note on the secondary enlargement of augites in a peridotite from Little Deer Isle, Me.— Amer. J. Sci., ser. 3, 1888, **35**, p. 490—491.
M e r r i l l G. P. On the serpentine of Montville, New Jersey.— U. S. Natur. Museum, Proc., 1888, **11**, p. 105—111.
M e r r i l l G. P. On the ophiolite of Thurman, Warren County, N. U.— Amer. J. Sci., 1889, **39**, p. 189—191.
M e r r i l l G. P. Notes on asbestos and asbestiform minerals.— U. S. Natur. Mus. Proc., 1896, **18**, p. 281—299.
M e r r i l l G. P. A discussion of the use of the terms rockweathering, serpentinization and hydrometamorphism.— Geol. Mag., 1899, **4**, p. 356—357.

Merrill G. P. On the origin of veins in asbestiform serpentine.— Bull. Geol. Soc. America, 1905, **16**, p. 131—136.
Merrill G. P. The genesis of asbestos and asbestiform minerals.— Bull. Amer. Inst. Ming. Eng., 1917, **123**, p. 397—405.
Merrill R. J. The Carey-Canadian asbestos deposit (Quebec).— In: The geology of Canadian industrial mineral deposits. Montreal, 1957, p. 45—49, ill.
Michel L. Sur le gisement de chrysolithe de l'ile Saint-Jean (Mer. Rouge).— Bull. Sroc. franç. mineral et cristallogr., 1906, v. 29, p. 360—361.
Middlemiss C. S. Notes on the ultra-basic rocks and derived minerals of the Chalk (Magnesite) Hills and other localites near Salem, Madras.— Rec. Geol. Surv. India 1896, **29**, pt. 2, p. 31—38, ill.
Mikkola E., Sahama Th. G. The region to the South — West of the «Cranulite series» in Lapland and its ultrabasics. Helsinki, 1936. 16 p. (Contrib. from the Min. and Geolog. Inst. of the Univ. Helsinki, № 147).
Mikkola E. Origin of ultrabasics in the Orijärvi region.— Bull. Commiss geol Finlande, 1955, № 168, p. 39—51, ill.
Millar W. B. Asbestos in Yugoslavia.— Asbestos, 1952, **34**, № 2, p. 2—10; № 3, p. 2—10; № 4, p. 2—6.
Millot G., Palausi G. Sur le tale d'origine sédimentaire.— C. R. Soc. géol. France, 1959, fasc. 2, p. 45—46.
Minato H., Iwao S. An occurrence of talc associated with some hydrothermal gypsum deposit in Japan.— Univ. Tokyo, Coll. Gen. Educ., Sci. Papers, 1956, **6**, № 2, p. 187—192.
Mineral digest.— Indian Minerals, 1954, **8**, № 3, p. 213—218.
Mitchell R. C. The ages of the serpentinized peridotites of the West Indies. I—II.— Proc. Kon. Neder Kandse Akad. van. Wetenschappen, Ser. B., 1955, **58**, № 3, p. 194—212.
Mitrovic M. Hrizotilni asbest u Bosanskom Petrovom Selu.— Geol. glasnik, 1955, c. 199—213, ill.
Montgomery Ar. Paragenesis of the serpentine — talc deposits near Easton, Pa.— Pennsylvania Acad. Sci. Proc., 1955, **29**, p. 203—215, ill.
Morgan J. H. Talc and soapstone deposits Potton Township, Que.— Canadian Mining and Metallurg. Bull., 1956, **49**, № 527, p. 188—192; — Trans. Canad. Inst. Mining and Metallurg., 1956, **59**, p. 120—124, ill.
Morgan J. H. Talc and soapstonc deposits of Baker Talc Limited (Quebec). In: «The geology of Canadian industrial mineral deposits». Monreal, 1957, p. 235—239.
Morozewiez J. Über die künstliche Darstellung von Spinell und Korund aus Silikat-Schmelzen.— Zs. Kristallogr., 1895, **24**, S. 281—283.
Mortland M. M. a. oth. Alteration of biotite to vermiculite by plant growth.— Soil Sci., 1956, **82**, № 6, p. 477—481, ill.
Murgoci G. Serpentina cu mička de la Firisu.—Dări de seamă Inst. Geol. al Romania, 1917, **7**, p. 303—307.
Murgoci G. Despre origina serpentinelor din Carpaţii romànşti.— C. R. Inst. Geol. Rom., Bucarest, 1925, **3**, p. 175—179,— Ref. N. J. Min., Geol., Paleontol., 1930, **2**, S. 570.
Murthy P. B. Genesis of asbestos and baryte Guddapah district, Rayalaseema, South India.— Econ. Geol. 1950, **45**, № 7, p. 681—696, ill. Bibliogr. 52 names.
Nagy B., Bates T. F., Stability of chrysotile asbestos.— Amer. Mineralogist, 1952, **37**, p. 1055—1058.
Naidu P.R. J. Biaxial silica in pleonaste — bearing peridotites from Mysore.— Quart. J. Geol., Mining and Metallurg. Soc. India, 1944, **16**, № 4, p. 139—140. Bibliogr. 5 names.
Neal J. L. Report on Arizona asbestos field.— Asbestos, 1953, **35**, № 4, p. 10, 12, 14, 16.
Negy B., Bates Th. Stability of chrysotile asbestos.— Amer. Mineralogist, 1952, **37**, № 11/12, p. 1055—1058, ill. Bibliogr. 8 names.
Neue Asbest-Vorkommen in Neufundland. Th. 1.— Kautschuk und Gummi, 1956, **9**, № 11, S. 287.
New vermiculite data.—Insulat. Rev., 1958, 2, № 10, p. 29.
Nikoloff N. Vorläufige Notiz über den Serpentin von Gorna Machala und Begowo (Bezik Karlowo) in Bulgarien.— Cbl. Min., Geol., Paleontol., 1923, S. 646—651.
Nockolds S. K. The Garabal Hill-Glen Fyne igneous complex.— Quart. J. Geol. Soc. London,1941, **96**, p. 451—511.
Noda T., Roy R. OH — F exchange in fluorine phlogopite.— Amer. Mineralogist, 1956, **41**, № 11/12, p. 929—932.
Noll W. Synthesen im System MgO (SiO_2) H_2O.— Zs. anorgan. und allgem. Chemie, 1950, **261**, H. 1—2, S. 1—25, Ill.
Noll W., Kircher H. Zur Morphologie des Chrysotilasbestos.— Naturwissenschaften, 1950, Jg. 37, H. 23, S. 540—541, Ill.

N o l l W. Neue Untersuchungen über den Faserbau der Asbeste.— Angewandte Chemie, 1951, Jg. 63, № 23/4, S. 567.
N o l l W., K i r c h e r H. Über die Morphologie von Asbesten und ihren Zusammenhang mit der Kristall-Struktur.— N. J. Min., Monatsh., 1951, H. 10, S. 219—240, Ill.
N o l l W. Neue Untersuchungen über den Faserbauder Asbeste.— Fortschr. Mineral., 1952, 29/30, H. 2, S. 391—392 (Ref).
N o l l W., K i r c h e r H. Veränderungen von Chrysotilasbest im Elektronenmikroskop.— Naturwissenschaften, 1952, Jg. 39, № 8, S. 188, Ill.
N o o l W., K i r c h e r H. Zur Morphologie des Chrysotilasbestos.— Naturwissenschaften, 1952, Jg. 39, H. 7, S. 158—159, Ill. Bibliogr. 4 Namen.
N o r t h O. S., C h a n d l e r H. P. Vermiculite.— U. S. Bur. Min. Inf. Circ., 1953, № 7668, 27 p.
N o r t h O. S., C h a n d l e r H. P. Property and occurrences of vermiculite.— Rhodesian Min. and Ind., 1954, **16**, № 2, p. 7, 11, 13—15.
N o r t h O. S., C h a n d l e r H. P. Properties and occurrences of vermiculite.— South Afric. Min. and Eng. J., 1954, **64**, pt. 2, № 3138, p. 855—856.
N o r t h O. S. Vermiculite.— U. S. Bur. Min., Bull., 1956, № 556, p. 961—966.
N o v a r e s e V. Asbestos from Kinshu, Manchuria.— J. Geol. Soc. Tokyo, 1916, **23**, p. 333—336.
N u t t i n g P. G. The association of water with serpentine.— J. Washington Acad. Sci., 1928, **18**, p. 89.
O o s t e r o m M. G. En Hornblenderik sone i Seiland-peridotitten.— Norges geol. Undersökelse, 1954, № 188, S. 51—53, ill.
O ' R e i l l y I. P. On the occurrence of serpentine at Bray Head.— Proc. Roy. Irish. Acad., 3 ser., 1889—1891, t. 1, p. 503—511.
O s t e r w a l d F. W., O s t e r w a l d D. B. Wyoming's mineral resources.— Wyoming Geol. Surv., Bull., 1952, № 45, p. 7—9.
O z e k i K. Asbestos deposit in the Nunobe-Yamabe district, Hokkaido.— Japan Geol. Surv., Bull., 1951, **2**, № 4—5, p. 13—18, ill., map.
P a b s t A. «Pressure-shadows» and the meadurement of the orientation of minerals in rocks.— Amer. Mineralogist., 1931, **16**, p. 55—70.
P a b s t A. The mineralogy of metamorphosed serpentine at Humphreys, Fresno County, California.— Amer. Mineralogist, 1942, **27**, p. 570—583.
P a d u r o w N. N. Über die Strukturzelle von Chrysotilasbest.— Acta crystallographica, 1950, **3**, pt. 3, p. 204—208. ill.
P a l a c h e Ch. The iherzolite-serpentine and associated rocks of the Petrero, San Francisco.— Bull. California Univ., Dept. Geol., 1894, **1**, p. 161—179.
P a l l i s t e r J. W., M a c d o n a l d R. Asbestos deposits in Karamoja.— Uganda, Geol. Surv., Dep. Rec., 1955, p. 55—57.
P a r a d i s i C., O n t i v e r o s C. D. Amianto o asbesto en Venezuela.— Rev. Hidrocarburos y Minas, 1951, año 2, № 4, p. 59—66, map.
P a s k J. A., W a r n e r M. F. Fundamental studies of talc. 1. Constitution of talcs.— J. Amer. Ceram. Soc., 1954, **37**, № 3, p. 118—128, ill.
P a v e l e s c u L. Rocile ultrabasice si serpentinite le lor din Carpatii Meridionali.— Analele Romino-Sovietice, Sci. geol.— geogr., 1956, № 2 (27), c. 21—32, ill.
P a v l o v i c S. Etude pétrographique des péridotites du massif de Zlatibor (Serbie Occidentale).— C. R. Acad. Sci., séance du 27 mai, Belgrade, 1935, p. 1863—1866.
P a v l o v i c S. Les gisements de l'asbeste en Yougoslavie.— Bull. Scient. Conseil acad. RPEJ, 1953, **1**, № 1, p. 15—16.
P a u l i t s c h P. Olivinkornregelung und Genese des chromitführenden Dunits von Anghida auf der Chalkidike.— Min.- petrogr. Mitt., 3-te Folge, 1953, **3**, H. 2, S. 158—166, Ill.
P e a c o c k M. A. The nature and origin of the amphiboleasbestos of South Africa.— Amer. Mineralogist, 1928, **13**, p. 241—285.
P e c k F. B. Preliminary notes on the occurrence of serpentine and talc at Easton, Pa.— Ann. New York Acad. Sci, 1901, **13**, p. 419—430, map.
P e l l i z z e r R. Primi confrontitra aleuna ofioliti alpine ed appenninche.— Rendiconti Soc. min. Italiana, 1955, Anno 11, p. 226—232.
P e l l i z z e r R. Ricerche sulle ofioliti della zona tra la Futa e Raticosa.— Boll. Serv. geol. Italia, 1955, **77**, fasc. 4/5, p. 605—681, ill.
P e n c e K. F. A commercially proved white-firing talc occurring in West Texac.— Amer. Ceram. Soc. Bull., 1955, **34**, № 4, p. 122—123.
P e r r y E. L. Fibrous magnetite after chrysotile.— Amer. J. Sci., ser. 5, 1930, **20**, p. 177-179, ill.
P e t r u l i a n N., S t e c l a c i L. Modul de presentare a nichelului in rocile ultrabazice serpentinizate din muntii Sebes (Carpatii Meridionali).— Bull. Stiint. Acad. Republ. Popul. Romine, sest. geol. si geogr., 1957, **2**, № 3/4, p. 579—603, ill.

P h i l l i p s A. H., H e s s H. H. Metamoprphic differentiation at contacts between serpentine and siliceous countr rock.— Amer. Mineralogist, 1936, **21**, № 6, p. 333—362.
P h i l l i p s F. C. The serpentines and associated rocks and minerals of the Shetland Islands.— Quart. J. Geol. Soc., London, 1927, **83**, p. 622—652, ill.
P o i t e v i n E., G r a h a m R. P. D. Contribution to the mineralogy of Black Lake Area, Quebec.— Canada, Geol. Surv. Mus. Bull., 1918, **27**, 82 p., map.
P o l d e r v a a r t A. Chrysotile asbestos produced by dolerite intrusions in dolomite.— Colonial. Geol. and Min. Res., 1950, **1**, № 3, p. 239—245, ill.
P r a t t J. H. On the origin of the corundum associated with the peridotite in North Carolina.— Amer. J. Sci., 1898, **6**, p. 49—65.
P r a t t J. H. Asbestos. In: «Mineral resources of the United States. Calendar year 1902». Washington, 1904, p. 963—966, Also: Calendar year 1903. Washington, 1904, p. 1111—1116.
P r a t t J. H., L e w i s J. V. Corundum and the peridotites of North Carolina.— North Carolina Geol. Surv. Rep., 1905, **1**, 464 p., maps.
P r e i s w e r k H. Die metamorphen Peridotite in den Bündner Schiefern, Wallis.— Verhandl. Natur. Gesellsch. Basel, 1903, **15**, S. 293—316.
P r e i s w e r k H. Nephrit von Hauderes (Wallis).— Schweiz.— mineral. und petrogr. Mitt., 1926, 6, H. 2, S. 267—277.
Properties and occurrences of vermiculite.— Mining J., 1954, **242**, № 6177, p. 46—47.
Properties and occurrences of vermiculite.— Queensl. Govt. Min. J., 1954, **55**, № 632, p. 449—450.
Properties and occurrences of vermiculite.— South Africa Min. Eng. J. 1954, **64**, pt 2, № 3183, p. 855—856.
P r o u d J. S., O s b o r n e G. Stress-environment in the genesis of chrysotile, with special reference to the occurrence at Woodsreel, near Barraba, New Wales.— Econ. Geol., 1952, **47**, № 1, p. 13—23, ill.
P u n d s a c F. L. The properties of asbestos. 2. The density and structure of crysotile.— J. Phys. Chem., 1956, **60**, № 3, p. 361—364.
Q u e n s t e d t A. Über Afterkrystalle des Serpentins.— Poggend. Ann. Phys., 1835, 36, S. 370.
R a g g a t t H. G. Asbestos, emery, fluorspar, fuller's, earth, graphite, phosphates, talc and soapstone.— New South Wales, Geol. Surv. Bull., 1924, № 1, p. 1—17.
R a i s i n C. A. On the nature and origin of the Rouenthal serpentine.— Geol. Mag., 1897, **4**, p. 142—143.
R a k u s z J. Über die Serpentine von Dobschau.— Földtani Közlöni, 1924, **53**, S. 144—148; 1925, **54**, S. 174—176.
R a k u s z J. Der Asbest von Dobschau und seine Verarbeitung.— Földtani. Közlöni, 1925, **54**, S. 174—176.
R a n d Th. D. Notes on the genesis and horizons of the serpentines of South East Pennsylvania.— Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 1890, p. 114.
R a n d Th. D. Th serpentines of Eastern Pennsylvania.— Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 1896, p. 219.
R a n s o n J. E. Arizona's chrysotile asbestos.— Mineralogist, 1954, **22**, № 9, p. 297, 298, 300.
R a n s o m J. E. Arizona's Salt River asbestos.— Asbestos, 1954, **36**, № 3, p.—2—10 (abs).
R e a d H. H. The metamorphic geology of Unst in the Shetland Islands.— Quart. J Geol. Soc., London, 1934, **90**, p. 637—688.
R e a d H. H. On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite, and biotite in Unst, Shetland Islands.— Min. Mag., 1934, **23**, p. 519—540.
R e d l i c h K. A., C o r n u F. Talc. Fremolit, Fuchsit, Serpentin, Graphit aus dem Lessachtal im Langau (Salzburg).— Cbl. Min., Paleontol., 1908, S. 283.
R e e d J. J. Chemical and modal composition of dunite from Dun Moutain, Nelson.— New Zealand J. Geol., Geophys, 1959, **2**, p. 916—919, ill.
R e i n e c k e L., M c C l u r e L. Variations in the quality of amosite asbestos at Penge, Transvaal.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1934, **36**, p. 29—39, ill.
R e u s c h H. En asbestforekomst i Vanelven.— Norsk geol. tidssk., 1920, **5**, S. 95—98.
R e u s s E. Über die Chrisotile im edlen Serpentin von Reichenstein.— Poggend. Ann. d. Phys., 1866, **127**, S. 167.
R i c h a r d s o n Ch. H. Asbestos in Vermopt. In: 7-th Annual Reports Vermont Station of Geology. Vermont, 1910, p. 315—330.
R i c h a r d s o n Ch. H. The asbestos deposits of the New England States.— Quart Bull.Canad. Min. Inst., 1911, **13**, p. 59—69, 131—150.
R i e s s E. R. Über die Entstehung des Serpentins.— Zs. gesam. Naturwiss., 1879, 3.— Ref. N. J. Min., Geol., Paleontol., 1881, **1**, S. 224.

R i g a u l t G. Ricerche sulla massa peridotitico — serpentinosa di germagnano in Val di Lanzo Periodico di mineralogia, 1958, An. 27, № 2/3, p. 247—264, ill.

R i m a n n E. Über Kimberlit und Alnöit in Brasilien.— Tscherm. mineral. und petrogr. Mitt., 1915, **33**, S. 244—262.

R i o r d o n P. H. Geological excursion to Eastern Townships, Quebee. Montreal, 1952, 21 p.

R l o r d o n P. H. Geology of the Thetford-Black Lake district of Quebec, with special reference to the asbestos deposits.— Canad. Min. J., 1953, **74**, № 3, p. 100. (abs).

R i o r d o n P. H. Preliminary report on Thetford mines-Black Lake area, Frontenac, Megantic and Wolfe counties.— Quebec Dept. Min., Min. Deposits Br., Prelim. Rept., 1954, № 295, 23 p.

R i o r d o n P. H. The genesis of asbestos in ultrabasic rocks.— Econ. Geol., 1955, **50**, № 1, p. 67—81; Discussion by D. H. James, 1955, **50**, № 4, p. 438.

R i o r d o n P. H. The asbestos belt of South Eastern Quebec. In: «The geology of Canadian industrial mineral deposits». Montreal, 1957, p. 3—8.

R i o r d o n P. H. The asbestos deposits of Thetford Mines, Quebec. In: «The geology of Canadian industrial mineral deposits». Montreal, 1957, p. 9—17, ill.

R i o r d o n P. H. Evidence of a pre-Taconic orogeny in South Eastern Quebec.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, **68**, № 3, p. 389—394, ill.

R i o r d o n P. H. The structural environment of the Thetford — Black Lake asbestos deposits.— Proc. Geol. Assoc. Canada, 1957, **9**, p. 83—93.

R i t t m a n n A. Geosynclinal volcanism, ophiolites and Barrmiya rocks.— Egypt. J. Geol., 1958, **2**, № 1, p. 61—65.

R o e v e r W. R. de Sind die Alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch-verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale?— Geol. Rundschau, 1957, **46**, H. **1**, S. 137—146.

R o l l e t M. Remarques sur un gisement ophiolitique dans la vallée du Lepenae (Macédoine Yougoslave).—C. R. Acad. Sci., Paris, 1960, **250**, № 25, p. 4184—4185. Bibliogr. 3 nomes.

R o m o L. A., R o y R. New data on vermiculite.— Pennsylvania. State Univ., Coll. Min. Ind. Tech. Rept., 1954, № 11, Contract № 6 onr.— 26904, 10 p., ill.

R o n o t o l i n o R. The problem of serpentinization.— Econ. Geol., 1935, **30**, p. 320—325.

R o s e n b a u m G. The mysteries of chrysotile.— Asbestos, 1928, 9, № 7, p. 24—29.

R o s e n t h a l G. Beitrag zur Kenntnis des Specksteins.— Ber. Deutsch. keram. Gesellsch., 1954, **31**, № 9, S. 306—310.

R o s s J. G. Amiante chrysotile au Canada. Ottawa, 1933. X, 160 p., ill. (Canada. Ministère d. mines. Div. d. mines, № 708).

R o s s i t e r A.S. Asbestos.— Mining J., 1951, Ann. Rev., p. 27.

R o s t F. Zur Bilding der Talklagertätten von Schwarzenbach an der Saale. (Oberfranken.— Fortichr. Mineral, 1954, **32**, S. 69—73, Ill.

R o s t F. Ultrabasische Gesteine in der Münchberger Gucismasse.— Geologica Bavarica, 1956, № 27, S. 175—231, ill.

R o s t F. Probleme ultrabasischer Gesteine und ihere Lagerzstäten.— Freiberger Forschungshefte, 1959, C. 58, S. 28—65, Ill.

R o t n J. Über den Serpentin und die genetischen Beziehungen desselben. — Abhandl Akad. Wiss., Berlin, 1869, S. 329.

R o t h s t e i n A. T. V. The Dawros peridotite, Connemara, Eira.— Proc. Geol. Soc. London, 1956, № 1530—1541, p. 91—93. (Abs).

R o t h s t e i n A. M. V. The Dawros peridotite, Connemara, Eire.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1957, **113**, pt 1, № 449, p. 1—25, ill.

R o t h s t e i n A. T. V. Pyroxenes from the Dawros peridotite and some comments on their nature.— Geol. Mag., 1958, **95**, № 6, p. 456—462, ill.

R o u t h i e r P. Vulcano-plutons sous-marins du cortege ophiolitique.— C. R. Acad Sci. Paris, 1946, **222**, № 3, p. 192—194.

R o u t h i e r P. Sur les peridotites de la Nouvelle Caledonie.— C. R. Acad. Sci. Paris 1951, **233**, № 20, p. 1204—1207.

R o u t h i e r P. Position et signification des certains grands massifs peridotique de Nouvelle Calédonie. In: Procecdings of the Seventh Pacific Science Congress, **2**, Wellington, 1953, p. 62—71, ill.

R o y B.C. A note on talc deposits at Dogeta, near Dausa, Rajasthan.— Indian Minerals, 1952 (1953), **6**, № 3, p. 141—146, ill.

R o y B. C. Vermiculite deposits in Ajmer-Merwara.— Indian Minerals, 1954, **7**, p. 117—124, ill. Bibliogr. 8 names.

R o y D. M., R o y R. An experimental study of the formation and properties of synthetic serpentines and related layer silicate minerals.— Amer. Mineralogist, 1954, **39**, p. 957—975.

R o y R., R o m o L. A. New data on vermiculite.— Nat. Res. Council. Publ., Washington, 1955, № 395, p. 87 (Abs).
R o y R., R o m o L. A. Weathering studies. 1. New data on vermiculite.— J. Geol., 1957, 65, № 6, p. 603—610, ill.
R o y R., M u m p t o n F. A. Weathering studies: 2. A note on the conversion of phlogopite to septechlorite.— J. Geol., 1958, 66, № 3, p. 324—326.
R o y S. Studies on the ultrabasic rocks of Chatsilla, Singhbhum.— Quart. J. Geol. Min. Metall. Soc. India, 1956, **28**, № 2, p. 27—32, ill.
R u c k m i c k J. C., N o b l e J. A. Origin of the ultramafic complex at Union Bay, Southeastern Alaska.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, **70**, № 8, p. 981—1017, ill.
R u k e y s e r W. A. Geology of Munro township.— Ontario Dept. Min. Ann. Rept., 1952, 60, pt 8, p. 35—42.
R u k e y s e r W. A. Asbestos.— Engng and Mining J., 1956, **157**, № 2, p. 122—126.
S a c c o F. Des formations ophitiféres du Critacé.— Bull. Soc. belde de geol., 1915—1916, **19**, p. 247—265.
S a g u i C. L. Asbestos deposits of Cyprus.— Econ. Geol., 1925, **20**, p. 371—375.
S a g u i C. L. Asbestos depositsof Cyprus.— Econ. Geol., 1926, **21**, № 8, p. 300.
S a m p s o n E. Arizona asbestos deposits.— Econ. Geol., 1924, 19, p. 386—388.
S a n d o m i r i s k y P. The geology of the Henderson and Conley talc mines Madoc, Ontario.— Canad. Mining J., 1954, 75, № 10, p. 40. (abs).
S a p p e r K. Vulkankunde. Stutgart, 1927, VII, 727 S., Ill. Karte.
S a t ô S. Alteration of talc and antigorite to leuchtenbergite in the metamorphosed dolomite of the Maternelsystem (Pre-Cambrien). North Korea.— J. Shangai Sci. Inst., sect 2, 1933, 1, p. 17—24, ill.
S a u e r e s s i n g F. Gewinnung, Aufbetreibung, Veredlung und Verwendung von Talk, Talkmagnesit und Glimmertalkum. Halle (Saale), 1950, 245 S., Ill.
S a v o r n i n A. Les gisements de mica phlogopite du Sud de Madagascar.— Ann. geol., du Service des mines, du Madagascar, 1937, № 7, p. 7—23, ill.
S c h m i d H. S. Mica its occurence exploitation and use, 2 ed. Ottawa, 1912, 411 p., maps.
S c h m i d t C. Asbest und nephrit von Poschiava in Graubünden.— Zs. prakt. Geol. 1917, **25**, S. 77—81.
S c h n e i d e r h ö n h H., N o r i t h H. Die Oxydationszone im platinführenden Sulfidpyroxenit (Merensky Reef) des Bushvelds in Transvaal.— Zbl. Min., Geol. und Paleontol., Abt. A., 1939, № 1, S. 1—12. Bibliogr. 4 Namen.
S c h ö n e n b e r g R. Über das Altersverhältnis von Ophio. Litmagmatismus und Orogenese im Pennini — Kum der Schweizer Alpen.— N. J. Geol., Paläontol., 1956, H. 9, S. 401—410, ill.
S c h ü l l e r A. Die erzbildenden nickelsilikatischen Minerale von Kuhschappel und ihre röntgenographische Diagnose — Zs. angewan. Geol. 1956, **2**, H. 8/9, S. 353. Bibliogr. 3 Namen.
S c h u s t e r M. Serpentin aus Californien.— N. J. Min., Geol., Paleontol., 1887, **5**, Beil., S. 536.
S c h w e l l u s C. M. The vermiculite deposits in the Palabora area North East Transvaal.— Union South Africa, Dept. Mines, Geol. Surv. Bull., 1938, № 11, 27 p., ill.
S e k i Y. On the ultrabasik rocks in the Miyamori district, Iwate prefecture. Pt. 5. Studies on talc ore deposits.— Japan. Assoc. Min. J. 1952, **36**, № 5, p. 143—152.
S h a n n o n E. V., L a r s e n E. S. A peculiar manganiferous serpentine from Franklin Furnaece, New Jersey.— Amer. Mineralogist, 1926, 11, № 2, p. 28—30.
S h i d o F. Calciferous amphibole rich in sodium from jadeitebearing albitite of Kotaki, Nügata Prefecture.— J. Geol. Soc. Japan, 1958, 64, № 758, p. 595—600, ill.
Should vermiculites be classed as montmorillonoids.— Chem. and Engng. News, 1954, 32, № 49, p. 4842.
S h r i d e A. F. Localization of Arizona chrysotile asbestos deposits.— Bull. geol. Soc. America,1952, **63**, № 12, pt 2, p. 1344.
S i n c l a i r W. E. Kenya's base mineral production. Growing scale of activities.— South. Africa. Min. Eng. J. 1950, **61**, pt 2, № 3006, p. 93—95.
S i n c l a i r W. E. Asbestos in Eats Africa.— Asbestos, 1951, 32, № 7, p. 16—22.
S i n c l a i r W. E. Asbestos in Southern Rhodesia.— Min. Mag., 1952, 87, № 3, p. 145—151, ill.
S i n c l a i r W. E. Asbestos in Nyasaland.— Asbestos, 1953, **34**, № 8, p. 12—20.
S i n c l a i r W. E. The anomaly of slip-fibre.— Asbestos, 1954, **36**, № 3, p. 12—22 (abs.).
S i n c l a i r W. E. The anomaly of slip-fibre.— South. Africa. Min. Eng. J., 1955, **65**, pt 2, № 3230, p. 811—813, ill.
S i n c l a i r W. E. Asbestos. Its origin, production and utilization. London, 1955. XIX, 365, p., ill.

S i n c l a i r W. E. Evaluation of asbestos deposits.— Rhodesian Min. J. 1955, **27**, № 338, p. 192—194; То же: Asbestos, 1955, **36**, № 10, p. 2—14.
S i n c l a i r W. E. The distribution of crocidolite asbestos.— Asbestos, 1956, **38**, № 3, p. 2—12. То же: South Africa Min. Eng. J., 1956, **67**, pt. 1, № 3300, p. 675, 677, 679.
S i n c l a i r W. E. The Kliphuis crocidolite deposits.— Bull. Inst. Mining and Metallurg., 1956, № 601, p. 69—78, ill.
S i n c l a i r W. E. Amosite-Montasite the unique forms of amphibole asbestos.— Asbestos, 1957, **38**, № 9, p. 2, 4, 6, 8, 10, 12.
S i n c l a i r W. E. Chrysotile asbestos in serpentinized sedimentary deposits.— Asbestos, 1957, **39**, № 1, p. 2, 4, 6, 8, 10,12.
S i n c l a i r W. E. Asbestos and its associated minerals.— Asbestos, 1958, **40**, № 1, p. 2, 4, 6, 8, 10.
S i n c l a i r W. E. The development of chrysotile — asbestos in South Africa.— Asbestos, 1959, **41**, № 2, p. 4, 6, 8.
S i n c l a i r W. E. Asbestos: its origin, production and utilization. 2-d. ed. London, 1959, (1960). XXIV, 512 p., ill., maps.
S i n d e l a i J. Ledvinity mastek z Pekla u Haber.— Univ. Carolina, Geol., 1957, **3**, № 2, p. 107—114.
S i n h a R. K. Vermiculite.— Indian Mining J. 1956, **4**, № 11, p. 8—10, 16.
S m a l l w o o d J. P. Quebec geology has mine potenzial. Mineral output above forecast.— Precambrian, 1956, **29**, № 2, p. 34—40, ill.
S m i t n C. D. Corundum and its associated rocks.— Rept. Geol. Surv. New Carolina, 1875, **1**, p. 91—93. Append.
S ø r e n s e n. H. Further studies on ultrabasic rocks in Sukkertoppen district, West Greenland— Greenlands geol. undersgelse, Miscellan. paper, Copenhagen, 1952, № 8, p. 230—243 (Repr. from. Meddelelser fra Dansk geol. förening, **12**, H. 2).
S o r e n s e n H. The ultrabasic rocks et Tovqussaq West Greenland. A contribution to the peridotite problem. Røbenhavn, 1953, 86 p., ill. (Meddelelser om Grønland, **136**, № 4).
S ø r e n s e n H. The border relations of the dunite at Siorarssuit, Sukkertoppen district, West Greenland. København, 1954, 47 p., ill. (Meddelelser om Grønland, **135**, № 4).
S ø r e n s e n H. A preliminary note on some peridotites from Northern Norway.— Norsk geol. tidssk., 1955, **35**, S. 93—104, ill.
S ø r e n s e n H. On petrographical and structural study of the rocks around the peridotite at Engenbrae, Holandsfjord Northern Norway.—Norges geol. Undersökelse, 1955, № 191, с. 71—102, ill.
S o s m a n R. B. Evidence on the intrusion-temperature of peridotites. Washington, 1938, 7 p. (Papers Geophys. Labor. Carnegie Inst., № 985).
S p a n g e n b e r g K. Beitrage zur Kenntnis der Lagerstätten dicten Magnesits. Mitt. 1. Der Tremolitdunit vom Galgenberg bei Zobten.— Heidelberger Beit. Mineral. unol Petrogr., 1949, **1**, H. 5-6, S. 529—535, Bibliogr. 10 Namen.
S p a n g e n b e r g K., M u l l e r M. Beiträge zur Kenntnis der Lagerstätten dichten Magnesis. Mitt. 3. Die hydrothermale Zersetzung des Peridotits bei der Bildung der Magnesitlager-Stätte am Galgenberg bei Zobten.— Heidelbarger Beit. Mineral und Petrogr., 1949, **1**. H. 5-6, S. 547—559, Bibliogr. 14 Namen.
S p a n g e n b e r g K., M ü l l e r M. Die lateritische Zersetzung des Peridotits bei der Bildung der Nickel Erzlagerstätte von Frankenstein in Schlesien.— Heidelderger Beit. Mineral und Petrogr., 1949, **1**, H. 5—6, S. 560—572.
S p e n c e H. S. Talc and soapstone in Canada. Ottawa, 1922. 85 p., ill., map.
S p e n c e H. S. Mica. Ottawa, 1929. 142 p., ill.
S r i n n i v a s a n N. R., R a m a m u r t h y R. K. The beneficiation of Mysore vermiculite.— J. Indian Inst. Sci., 1956, **38**, № 3, p. B143—B156.
S r i v a s t a v a S. N. P. Asbestos in India.— Indian Minerals, 1958, **12**, № 3, p. 212—221, ill.
S r i v a s t a v a S. N. P. Economic aspect of asbestos in Bihar. In: Proceedings 46-th Indian Scientific Congress Association (Delhi, 1959), pt 3. Calcutta, 1959, p. 230—231.
S t a f f o r d R., F e l t o n E. A comparative study of California and Montana talcs.— Amer. Ceram. Soc. Bull., 1958, **37**, № 6, с. 274—279.
S t a p p e n b e k R. Die Magnesitlagerstätten von Vrutci in Westserbien.— Zs. prakt. Geol., 1931, **39**, H. 6, S. 81—88.
S t e e l e W. S. Vermiculite.— Engng and Mining J., 1956, **157**, № 2, p. 119.
S t e i n o c h e r V., V o d i č k a J. Amfibolovy asbest z pikritu od Loužnice.— Věst. Ustřed. ustavu geol., 1954, **29**, № 3, S. 132.
S t e p h e n s F. H. Asbestos in Southern British Columbia.— Western Min., 1953, **26**, № 7, p. 44—46, ill.
S t e t t n e r G. Die Lagerstätte des Specksteins von Göpfersgrün-Thierscheim im Fichtelgebirge.— Geol. bavarica, 1959, № 42, 72 S., ill.

Stewart L. A. Chrysotile-asbestos deposits of Arizona.— U. S. Bur. Min. Inf. Circ., 1955, № 7706, 124 p., ill; supp. Circ., 1956, № 7745, 41 p., ill. То же: Asbestos, 1955, 36, № 11, p. 14—16.
Stillwell F. Origin of asbestos veins.— Econ. Geol., 1925, 20, p. 104—105.
Strauss C. A., Truter F. C. Post-Bushveld ultrabasic, alkali, and carbonatitic eruptives at Magnet Heights, Sekukuniland, Eastern Transvaal.— Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa, 1951, 53, p. 169—191, ill.
Straw D. J. A world survey of the main chrystils asbestos depodits.— Canad. Mining and Metallurg. Bull., 1955, 48, № 522, p. 610—630; Rept.— Trans. Canadian. Inst. Mining and Metallurg., 1955, 58, p. 340—360.
Stuckey J. L. Talc soapstone, and pyrophyllite in the South Eastern United States. In: Snyder F. C. Symposium on mineral resources of the South Eastern United States. Washington, 1950, p. 112—119.
Svetolik M., Stevanivitch P. Mise en place du magma péridotique de Zlatibor et son influence sur les 12 roches environnantes.— Bull. Soc. franç. min., 1947, 70, № 7-a, p. 300—317, ill. Bibliogr. 8 noms.
Sun Ji-Ming. Characteristics of Chinese asbestos and its production.— Canad. Mining J., 1958, 79, № 12, p. 62—64, ill.
Sundius N. Om fördelningen av Cr_2O_3 och NiO i olivinsten fran Kittelfjäll, Dikanäs socken.— Geol. fören. i Stockholm föthand., 1949, 71, H. 3, № 458, S. 495—496.
Szentpetery S. Über den Pyroxenit von Szarwaskö (Bükkgebirge Ungarn).— Acta. Chem., min. et. physica, 1940, 7, fasc. 3, p. 165—191, ill. Bibliogr. 19 Namen.
Taber S. The genesis of asbestos and asbestiform minerals.— Bull. Amer. Inst. Min. Eng., 1916, № 119, p. 1973—1998; 1917, № 125, p. 825—827. Discussion № 123.
Taber S. The origin of veins of the asbestiform minerals.— Proc. Natur. Acad. Sci., 1916, 2, p. 659—664.
Taber S. The origin of chrysotile veins. Discussion.— Econ. Geol., 1917, 12, p. 476—479.
Taber S. The origin veins of fibrous minerals.— Econ. Geol., 1924, 19, № 5, p. 475—486, ill.
Taramelli T. Della posizione stratigrafica della rocce ofiolitiche nell'Appenino.— Att. R. Acad. Lincei, 1884, 8, p. 201—204.
Tauber A. F. Die Falkschieferlagerstätten von Glashütten bei Langeck, Burgenland. Neusiedler Sees, 1955. 29 S., Ill. (Burgenland, Landesmuseum u. Inst. wiss. und wirtsch. Forsch., Wiss. Arbeiten, № 8).
Taylor B. L. Asbestos in Tasmania.— Tasmania Geol. Surv. Min. Res., 1955, № 9, 109 p., ill., map.
Techel J., Freyer G. Südafrikanische Asbeste.— Silikattechnik, 1954, 5, № 1, S. 22—28.
Temperature stabilities of montmorillonite — and vermicculliteglycol complexes. By W. E. Bradley a oth.— Nat. Res. Coun. Publ. Washington, 1958, № 566, p. 348—355, ill.
That amazing, versatile non-metallic mineral-asbestos.— South Afric. Min. Eng. J. 1953, 64, pt 1, 8 Aug., p. 941, 943, 945.
Thiagarajan R. Talc-magnesite rock near Bhitar Dari, Dhalbhum subdivision, Singhbhum district, Bihar.— Indian Minerals, 1958, 12, № 3, p. 208—211.
Thomson Th. Asbestos, chlorite, talc.— Trans. Roy. Soc. Edinbourgh, 1831, 11, p. 352—367.
Tilley C. E. The dunite-mylonites of St. Puul's rocks (Atlantic).— Amer. J. Sci., 1947, 245, № 8, p. 483—491, ill. Bibliogr. 8 names.
Tilley C. E. A note of the progressive metamorphism of siliceous limestones and dolomites.— Geol. Mag., 1951, 88, № 3, p. 175—178, ill.
Tomkeief S. J. On the petrology of the ultrabasic and basic plutonic rocks of the Isle of Rhun.— Min. Mag., 1945, 27, N 191, p. 127—136, ill. Bibliogr. 12 names.
Traube H. Die Stellung der Gabbro und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneissen und Graniten.— Jahrer. preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin, 1927, 42, S. 825—838.
Trevor T. T. Commercial asbestos in the Union of South Africa.— Min. Mag., 1929, 40, p. 210—212.
Trischka C. Asbestos and Arizona industry.— Engng and Mining J. 1927, 124, № 9, p. 337—340, ill.
Tschermak G. Über Serpentinbildung.— Sitzber. Akad. Wissensch. Wien, 1867, 56, S. 283—292.
Tsuboya K. Talk deposit of Azai mine, Okyama prefecture.— Japan Geol. Surv. Bull., 1950, 1, № 3, p. 37—39.
Tsuboya K. Talk deposits from Miyamori and Natsuyama, Iwate prefecture.— Japan. Geol. Surv. Bull., 1950, 1, № 3, p. 32—35, map.

Turner F. J. The metamorphic and ultra basic rocks of the Lower Cascade Valley, South Westland.— Trans. and Proc. New Zealand Inst., Welington, 1930, **61**, p. 170—201, ill.
Turner F. J. The metamorphic and intrusive rocks of Southern Westland.— Trans and Proc. New Zealand Inst., Welington, 1933, 63, p. 178—236, ill., maps.
Turner F. J. Preferred orientation of olivine crystals in peridotites.— Trans. Roy. Soc. New Zeal., 1942, **72**, pt 3, p. 280—300.
Uhleman A. Die Pikrite des sächsischen Vogtlandes.— Tscherm. mineral, petrogr. Mitt., 1909, **28**, S. 413—470.
Uhlig J. Nephrit aus dem Harz.— N. J. Min., Geol., Paleontol. 1910, **2**, S. 80—103.
Varley E. R. Vermiculite deposits in Kenya.— Bull., Imper. Inst., 1948, 46, № 2—4, p. 348—352.
Varby E. R. Vermiculite. London, 1952, 70 p., ill. (Great Britain, Colon. Geol. Surv., Min. Res. Div.).
Venkatasubramanian V. S. Application of the Rb — Sr method to the age determination of phlogopites.—Proc. Indian Acad. Sci., Sest. A, 1953, **38**, № 5, p. 376—380. Bibliogr. 11 names.
Vermaas F. H. S. The amphibole asbestos of South Africa.— Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa, 1952, 55, p. 199—229, ill., table. Bibliogr. 12 names.
Vermiculite discovery in Canada.— Min. J., 1951, 236, № 6029, p. 223.
Vermiculite in Australia.— Min. Mag., 1947, 73, № 5.
Vermiculite in the Commonwealth.— Min. J. 1951, 236, № 6021, p. 30—31.
Vermiculite in Southern Rhodesia.— Rhodesian Min. Rev., 1955, **20**, № 8, p. 35—37.
Vermiculite mining in South Africa.— South. Afric. Min. Eng. J., 1958, 69, № 3394, p. 355, 357.
Vetter H. Über Talk und Pyrophyllit.— Euro-Ceramic, 1958, 8, № 4, S. 79—84.
Vie G_1. Gites de talc des Pyrenees-Orientales.— Echo mines et metallurgie, 1956, № 3496, c. 519.
Vie G_2. Stéatites et talcs. Nature et préparation — Utilisation en céramique.— Ind. Ceram., 1956, № 475, p. 118—120.
Viola C. Nota preliminare sulla regione dei gabbri e delle serpentine nell'alta Valle del Sinni in Basilicate.— Boll. Com. geol. d'Italia, 1892, **3**, p. 105—125, ill.
Volborth A. Vermiculit aus Maaninka, Posio, Nordfinnland.— Bull. Commis. geol. Finlande, 1953, № 159, p. 1—7.
Volborth A. Vermiculit sus Maaninke, Posio, Nordfinnland. Dans: Congrés geologique international. 19 session. Comptes rendus. Fasc. 15. Alger, 1954, p. 367—373.
Volger G. H. O. Die Entwicklungs-Geschichte der Mineralien der Talkglimmer-Familie und ihrer Vervandten. Zürich, 1855, **15**, 634 S.
Vuagnat M. Remarques sur trois diabases en coussins de l'Oberhalbstein.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt. 1948, **28**, H. 1, S. 263—273, Ill. Bibliogr. 3 Namen.
Wager L. R., Brown G. M. A note on rhythmic layering in the ultrabasic rocks of Rhum.— Geol. Mag., 1951, 88, № 3, p. 166—168, ill. Bibliogr. 3 names.
Wagner P. A. Asbestos.— South Afric. Ind. J. 1916, № 1, p. 251—270.
Wahlstrom E. E. An unusual occurrence of asbestos.— Amer. Mineralogist, 1934, **19**, p. 178—180.
Walker G. F. Vermiculite — organic complexes.— Nature, London, 1950, **166**, № 4225, p. 695—696. Bibliogr. 12 names.
Walker G. E. Diffusion of interlayer water in vermiculite.— Nature, London, 1956, 177, № 4501, p. 239—240, ill. Bibliogr. 2 names.
Walker G. F. The mechanism of dehydretion of Mg-vermiculite.— Nat. Res. Council. Publ., Washington, 1956, № 456, p. 101—115.
Walker G. F. On the differentiation of vermiculites and smectites in clays.— Clav Min. Bull., 1957, **3**, № 17, p. 154—163, ill.
Walker G. F. Macroscopie swelling of vermiculite crystals in water.—Nature, London, 1960, 187, № 4734, p. 312—313. Bibliogr. 10 names.
Walton M. S. The Blaskke Island ultrabasic complex, Alaska.— Trans. New York. Acad. Sci., 1951, **13**, p. 320—323.
Warren B. E., Bragg W. L. The structure of chrysotile.— Zs. Kristallogr., 1930, **76**, S. 201—210.
Wartha V. Über die Mineralien der Serpentin-Chlorit-Gruppe.— Földtani Köslony 1886, **16**, H. 1—2, S. 79—83.
Weber J. De l'amiante.— Techn. meunière, 1956, № 58, p. 1—6.
Websky M. Über die Kristall-Struktur des Serpentins und einiger demselben zuzurechnenden Fossilien.— Zs. Deutsch. geol. Gesellsch., 1858, **10**, S. 277—293.
Weinschenk E. Über die Serpentine der östlichen Centralalpen und deren Contactbildungen. Habilitationsschrift. München, 1891, 56 S.

Weinschenk E. Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speciell des Gross-Venediger stockes, Th. 1-2.— Abh. Bayer. Akad. Wiss., 1894, 18, Abt. 3, S. 653—713, 717—746.

Weiss A., Mehler A., Hofmann V. Zur Kenntnis von organophilem Vermikulit.— Zs. Naturforsch., 1956, 11 b, № 8, S. 431—434.

Weiss A. Der Kationenaustausch bei den Mineralen der Glimmer, Vermikulit- und Montmorillonitgruppe.— Zs. anorg. allgem. Chemie, 1958, 297, H. 5/6, S. 257 — 286, Ill.

Weiss E. J., Rowdland R. A. Effect of heat on vermiculite and mixed-layered vermiculite-chlorite.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, № 12, pt. 2, p. 1633. (abs).

Weiss E. J., Rowland R. A. Effect of heat on vermiculite and mixed-layred vermiculite-chlorite.— Amer. Mineralogist., 1956, 41, № 11—12, p. 899—914, ill.

Wells F. G. The hydrothermal alteration of serpentine.— Amer. J. Sci., ser. 5, 1929, 18, p. 35—52, ill.

Wenk E. Die Association von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erst-Arrungsgesteinen als petrogenetisches Problem.— Experientia, 1949, 5, fasc. 6, p. 226—236, ill.

Whittaker E. I. W. The structure of Bolivian crocidolite.— Acta Crystallogr., 1949, 2, № 5, p. 312—317, ill.

Whittaker E. J. W. An orthorhombic variety of crysotile.— Acta Crystallogr., 1951, 4, pt 2, p. 187—188.

Whittaker E. J. W. The structure of chrysotile.— Acta Crystallogr., 1953, 6, pt 8—9, p. 747—748, ill.

Whittaker E. J. W., Zussman J. The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction.— Min. Mag., 1956, 31, № 233, p. 107—126.

Whittaker E. J. W. The structure of chrysotile. Diffuse reflexions and fibre texture.— Acta Crystallogr., 1957, 10, pt. 3, p. 149—156, ill.

Wiebelt F. J., Smith M. A reconnaissance of asbestos deposits in the serpentine belt of Northern California. Washington, 1959, 4, 52 p., ill.

Wieser T. Ofiolit z Osielca.— Ročznir Polsk. towarz. geol., 1952, 21, žeszyt 3, s. 319—327, ill.

Wigglesworth E. The serpentines of Vermont.— Proc. Boston. Soc. Natur. Hist., 1913, 35, p. 95—107.

Wilcockson W. H., Tyler W. H. On an area of ultrabasic rocks in the Kassala province of the Anglo-Egyptian Sudan— Geol. Mag., 1933, 70, № 829, p. 305—320.

Wilkinson J. F. G. Some asbestos of the alpine-type serpentinites of Queensland.— Geol. Mag., 1953, 90, № 5, p. 305—321, ill.

Williams G. H. The peridotites of the «Cortland series» on the Hudson River near Peckskill, New York.— Amer. J. Sci., ser. 3, 1886, 31, p. 26—41, map.

Williams G. H. On the serpentine (peridotite) occurring in the Onondaga Saltgroup at Syracuse, New York.— Amer. J. Sci., ser. 3, 1887, 34, p. 137—145, Abs.: Science, 1887, № 9, p. 232—233.

Wing L. A. Asbestos and serpentine rocks of Maine.— Maine Geol. Surv. Rep. State Geol., 1951, p. 35—46, ill.

Wolochow D. Thermal studies on asbestos. Pt 1—3.— Canad. J. Research, 1941, 19, sec. B, № 2, p. 49—60; № 3, p. 65—67. Bibliogr. 13 names.

Wondratsckek H. Begleitminerale des Serpentinasbests und ihre technische Bedeutung.— Fortschr. Mineral., 1956, 54, H. 1, S. 38—39. Ref.

Wright L. A. California talcs.— Min. Eng., 1950, 187, № 1, p. 122—128.

Wright L. A. Geology of the silver lake talc area, San Bernardino county, California.— Amer. Mineralogist, 1950, 35, № 3—4, p. 291.

Wright L. A. Geology of the superior talc area, Death Walley, California.— California Dept. Nat. Res., Div. Min., Spec. Papers, 1952, № 20, 22 p., ill.

Wright L. A. Genesis of California talc.— Econ. Geol., 1953, 48, № 4, p. 333—334.

Wright L. A. Geology of the silver lake talc, deposits San Bernardino county, California.— California, Dept. Natur. Res., Div. Mines, Spes. Papers, 1954, № 38, 30 p., ill., maps.

Yoder H. S. Jr., The MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O system and the related metamorphic facies.— Amer. J. Sci., 1952, Bowen Volume, pt 2, p. 569—627.

Young A. P. On a serpentine rock from the mass of the Tarntaler Köpfe, Tirol .—Min. Mag., 1907, 14, № 67, p. 365—372.

Zeleny V. Serpentin mit Eisenglanz im Hornungsthall bei Grünbach (Niederösterreich). — Verh. k. k. geol. Reichsanst., Wien, 1903, S. 266—267.

Zengin I. The mode of chromeores in peridotites in Turkey.— Bull. Min. res. and Explor. Inst. Turkey, 1957, № 49, p. 84—92, ill.

Zutshi L. Asbestos and talc resources of India. In: «International Geologica Congress, 18 Session. Report. Great Britain». Pt 13. Alger, 1952, p. 299 (abs.).

СОДЕРЖАНИЕ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА И ВЕРМИКУЛИТА

ТАЛЬКОНОСНОСТЬ СССР

Закономерности размещения полезных ископаемых

Том VI

Утверждено к печати Отделением геолого-географических наук Академии наук СССР

Редактор издательства *В. И. Финько*
Технические редакторы *Т. В. Полякова* и *Т. А. Прусакова*

РИСО АН СССР № 3—31 В. Сдано в набор 2/VI 1962 г. Подписано к печати 30/X-1962 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Печ. л. 43+5 вкл., Усл. печ. л. 60,28.
Уч.-изд. л. 60,8+5 вкл. (0,8 уч.-изд. л.) Тираж 2500 экз.
Т—12724 Изд. № 708. Тип. зак. № 860

Цена 4 р. 44 к.

Издательство Академии наук СССР, Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

30

СПИСОК ОПЕЧАТОК И ИСПРАВЛЕНИЙ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
82	Подпись к фиг. 3	Mt ... O	Ms ... Q
84	Табл. 2 кол. 4	VI	IV
84	кол. 2	IV	VI
88	табл. 4, вторая графа	40,90	40,09
152	4 св.	автометаморфическим	аллометаморфическим
160	14, 23 св. 10 сн.	Н. Д. Соболев	И. Д. Соболев
309	5 сн.	требуют	не требует
349	фиг. 6 масштаб	км.	м.
516	подпись к фиг. 2	8 — антигорировохлоритовые сланцы; 9 — серпентины	8 — серпентиниты; 9 — антигоритовохлоритовые сланцы
530	подпись к фиг. 7	2 — тальково-доломитовые породы; 3 — талькиты; 4 — сланцы игинчинской свиты	2 — сланцы игинчинской свиты; 3 — тальководоломитовые породы; 4 — талькиты
624	21 сн.	табл. П, 2	фиг. 1

Сборник «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VI

UNIVERSITY OF ILLINOIS-URBANA
3 0112 057058817